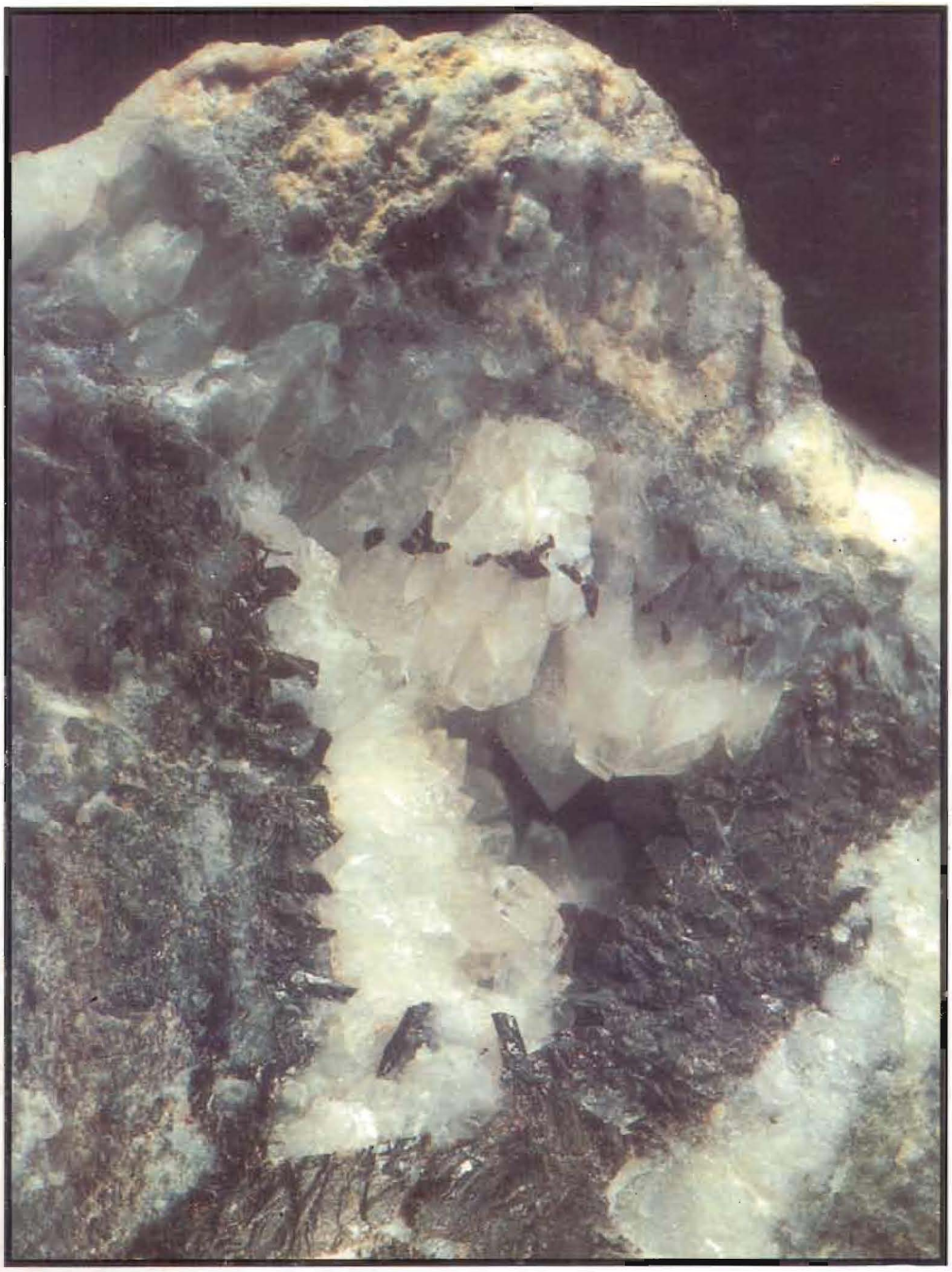
5/25/1993
ISSN 0369-2086

Mineralia slovaca



Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava
Ústredná geologická knižnica SR

ponúka

Komplexné rešeršné informačné služby z oblasti geológie a geologických vied

Na požiadanie vypracujeme

- jednorazové retrospektívne rešerše (so záberom od r. 1800 až po súčasnosť)
- priebežné rešerše

z báz dát na témy, ktoré si určíte k výskumným úlohám, vedeckým prácam, štúdiám a pod.

Výstup: diskety 3.5“, 5.25“, tlač.

Kontakt: Geologický ústav Dionýza Štúra, Ústred. geol. kniž. SR,
Mgr. Milada Dvorská, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava,č. tel. (07) 3705-422

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Spoluvydavateľ: Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves. Sadzba v redakcii Mineralia slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Opal, spol. s r.o., Prešov.
Predplatné v roku 1993: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 78,- Sk, študenti 40,- Sk, nečlenovia spoločnosti a organizácie 228,- Sk. Cena jednotlivého čísla je 38,- Sk. Časopis možno objednať v redakcii.
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice. Telefón: 095/437 846.
"Novinová zásielka" - podávanie novinových zásielok povolené Východoslov. riaditeľstvom pôšt Košice, č.j. 871-PTPM- 93 zo dňa 23.3.1993.

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a.s.,Bratislava and Geologický prieskum, state enterprise, Spišská Nová Ves. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia slovaca.
Subscription for 1993 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent to Slovart Ltd., Jakubovo nám. 12, 815 31 Bratislava, Slovakia or to Mineralia slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia.
Advertising: Contact managing editor. Address of the Editorial office: Mineralia slovaca,Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia; Phone 095/437 846.
© Geocomplex, a.s., Bratislava

OBÁLKA: Hnedočierne dlhotabuľkovité kryštáliky hübneritu v kremeňovej žilke. Veľkosť vzorky 3,5 cm. Lokalita Chyžné, Slovenské rudohorie. Zbierka dr. J. Kantor, Bratislava. Foto: D. Slivka.

COVER: Brownish-black prismatic crystals of huebnerite in the quartz vein. Sample magn. 3,5 cm. Loc. Chyžné, Slovak rudohorie Mts. Collection: J. Kantor, Bratislava. Photograph by D. Slivka.

Obsah - Contents

Mineralia slovaca 25 (1993) ■ 5

M. Slavkay & M. Petro
Metalogenéza a rudné formácie veporika
Metallogenesis and ore formations of the Veporicum 313

M. Tréger
Program vyhľadávania a prieskumu ložísk nerastných surovín v kryštaliniku Západných Karpát
Prospecting and exploration programme of raw-materials in the crystalline complexes of the Western Carpathians 318

T. Sasvári & L. Rozložník
Štruktúrno-metalogenetické predpoklady scheelitového zrudnenia juhovýchodnej časti Nízkych Tatier
Structural and metallogenetical presumptions of the scheelite metallogeny in the SE part of the L. Tatra Mts. 320

S. Jacko & B. Baláž
Nové poznatky o metalogenéze Čiernej hory
New knowledge about the Čierna hora Mts. metallogenese (Western Carpathians) 323

Ľ. Maťo & V. Maťová
Zlatá mineralizácia strižných zón pri Uderinej, jz. časť veporického kryštalinika, stredné Slovensko
Gold mineralization of shear zones of the Uderiná prospect, southwestern part of the Veporicum crystalline complex, Central Slovakia 327

I. Rojkovič & L. Novotný
Uránová mineralizácia v tatriku a veporiku
Uranium mineralization in Tatricum and Veporicum units (Western Carpathians) 341

M. Chovan & V. Hurai
Minerálne asociácie a fyzikálnochemické podmienky vzniku Sb-Au mineralizácie v Nízkych Tatrách
Mineral assemblages and formation conditions of the Sb, Au - bearing mineralization in the Nízke Tatry Mts. 349

M. Gargulák & J. Vanek
Výsledky povrchového litogeochemického štúdia v priestore W-Mo ložiska pri Rochovciach
Results of the surficial lithogeochemical research in the area of W-Mo deposit at Rochovce (Eastern Slovakia) 351

J. Michálek
Metalogenéza a perspektívy Sb mineralizácie v ďumbierskom kryštaliniku
Metallogenesis and perspective Sb-mineralization of the Ďumbier crystalline (Tatricum, Western Carpathians) 359

I. Repčok et al.
Izotopový a termometrický výskum Pb-Zn zrudnenia v okolí Čavoja (Strážovské vrchy)
Isotope and thermometric study of Pb-Zn mineralization in the surrounding of Čavoj locality (Strážovské vrchy Mts.) 362

J. Ilavský
Vzácne prvky v paleozoiku ľubietovského pásma veporíd
Rare and trace elements in the Paleozoic rocks of the Ľubietová Zone (Veporicum, Western Carpathians) 365

I. Rojkovič & L. Novotný
Uránové zrudnenie v gemeriku
Uranium mineralization in Gemericum (Western Carpathians) 368

L. Turanová & J. Turan
Uhličitanová mineralizácia v permských horninách gemerika
Carbonate mineralization in permian rocks of the gemericum unit 371

T. Sasvári
Štruktúrno-ložiskové väzby severnej a severovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria
Links between the Northern and North-Eastern parts of the Spiš-Gemer Ore Mts. from the structural and mineral deposit point of view (Western Carpathians) 375

M. Kováčik
Polyfázový vývoj staropaleozoických metamorfitov v strednej časti kohútskej zóny
Polyphase evolution of Lower Paleozoic metamorphites in the middle part of the Kohút zone (Veporic unit, Western Carpathians) 379

S. Pavlarčík
Sekundárny sadrovec v Belianskych Tatrách
Secondary gypsum in the Belianske Tatry Mts. 386

J. Michalík & D. Reháková
Hojnostné maximá v distribúcii vrchnojurského a spodnokriedového mikroplanktónu a ich paleoklimatická a paleogeografická interpretácia
Abundance maxima in the distribution of Late Jurassic and Early Cretaceous microplankton and their paleoclimatic and paleogeographic interpretation 387

Diskusia k článku Prchavé komponenty v hydrotermálnych systémoch
Discussion to the article Volalite components in hydrothermal systems
Pripomienky: J. Škohl
Odpoveď: J. Bebej 389

Mineralia slovaca

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií
Journal of the Slovak Geological Society and Slovak geological organizations

Vydáva Združenie Mineralia slovaca
Published by Mineralia slovaca Corporation

Vedúci redaktor - Chief editor
PAVOL GRECULA
Geocomplex, a. s.
Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia

REDAKČNÁ RADA - EDITORIAL BOARD

Predseda - Chairman
Karol Együd
Geologický prieskum, Spišská Nová Ves

Ján Bartalský, Spišská Nová Ves
Rudolf Ďuda, Východoslovenské múzeum, Košice
Miroslav Harman, Bratislava
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Mikuláš Ingr, Ingeo, Žilina
Vlastimil Konečný, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
Eduard Köhler, Geologický ústav SAV, Bratislava
Ivan Kraus, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ľudovít Kucharič, Geocomplex, Bratislava
Ladislav Melioris, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ivan Pagáč, Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, Bratislava
Miroslav Račický, Ministerstvo živ. prostredia, Bratislava
Rudolf Rudinec, Nafta, Michalovce
Ondrej Samuel, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Miroslav Slavkay, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Imrich Varga, Geologický prieskum, Košice
Dionýz Vass, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Eva Zacharová, Geofond, Bratislava

REDAKCIA - EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie - Managing editor
Mária Greculová

Redaktor - Editorial assistent
Mária Dryjová

Sadzba a techn. spracovanie - Production editor
Miloslav Antal

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda - Chairman
Július Maljkovič
Ministerstvo životného prostredia, Bratislava

Členovia združenia - Members of the Corporation

Geocomplex, a.s., Bratislava
Geofond, Bratislava
Geofyzika, Brno
Geokonzult, a. s., Košice
Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves
Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
IGHP, a.s., Žilina
Ingeo, a.s., Žilina
Nafta, a.s., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Slovenské magnezitové závody, Lovinobaňa
Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, š. p., Bratislava
Uránpres, š. p., Spišská Nová Ves

Mineralia slovaca, 25 (1993), 313- 317

Metalogenéza a rudné formácie veporika

MIROSLAV SLAVKAY[1] a MILAN PETRO[2]

[1]Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, 975 90 Banská Bystrica

(Doručené 4.6.1993)

Metallogenesis and ore formations of the Veporicum

In the metallogenetic zone of the Veporicum the Medium Alpine stage was manifested most significantly, represented by the siderite formation with mineral associations: veins of Alpine type, magnesite - talcum, scheelite, siderite, Cu - sulphide, sphalerite - galena, Fe - sulphide, antimonite, precious metals and cinnabar. The source of ore mineralization could have been tectonic processes acting on rocks in greater depths (shear zones), generated magma, which penetrated to them, fluids of various origin and higher thermal flow.

The different formation of tungsten - molybdenum ores is bound to the body of Rochovce granite and its aureole with zonal distribution of associations: wolframite - scheelite - molybdenite, sphalerite - galena, pyrite - pyrrhotite and antimonite. It is relatively younger then the siderite formation and its source is the granite intrusion with its wall rocks.

We consider ore mineralization of Cu - sulphide and antimonite association with gold and of tungsten - molybdenum ores formation, bound to Alpine structures, as perspective.

Key words: Nízke Tatry Mts., Slovenské rudohorie Mts., Veporicum, metallogenesis, ore formations, zonal distribution of ore association, genesis

Časť metalogenetickej zóny veporika sa charakterizovala v rámci úlohy Regionálna mapa ložísk a prognóz nerastných surovín Nízke Tatry (Slavkay et al., 1988). Metalogenetickú zónu veporika ako celok riešil a opísal Petro (1977). Výsledky ďalšieho výskumu nám dovoľujú doplniť charakteristiku metalogenézy veporika na území Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier a porovnávať ju s pomermi vo fatrotatriku.

Kaledónsku metalogenetickú epochu vo veporiku reprezentuje formácia metamorfovaných pyritových rúd vulkanickosedimentárneho pôvodu (Heľpa, Ratkovské Bystré - Filier, Revúca - Dolinský potok) a formácia metamorfovaných magnetitových rúd (Bacúch - Javorinka, Biela skala, Babiná a Kokava nad Rimavicou). Ďalej tu zaraďujeme formáciu magmatických pyrotínovo-pentlanditových rúd v ultrabázickom serpentinizovanom telese pri Pohronskej Polhore.

Do variskej metalogenetickej epochy na území tatrika zaraďujeme formáciu stratiformných medeno-uránových rúd permského veku (povodie Čierneho Váhu, Hornádu a Bystrianska dolina) a hematitových rúd (Spišské Bystré). Obdobie variského magmatizmu je v procese metalogenézy veporika zastúpené iba vývojom kremeňových žíl.

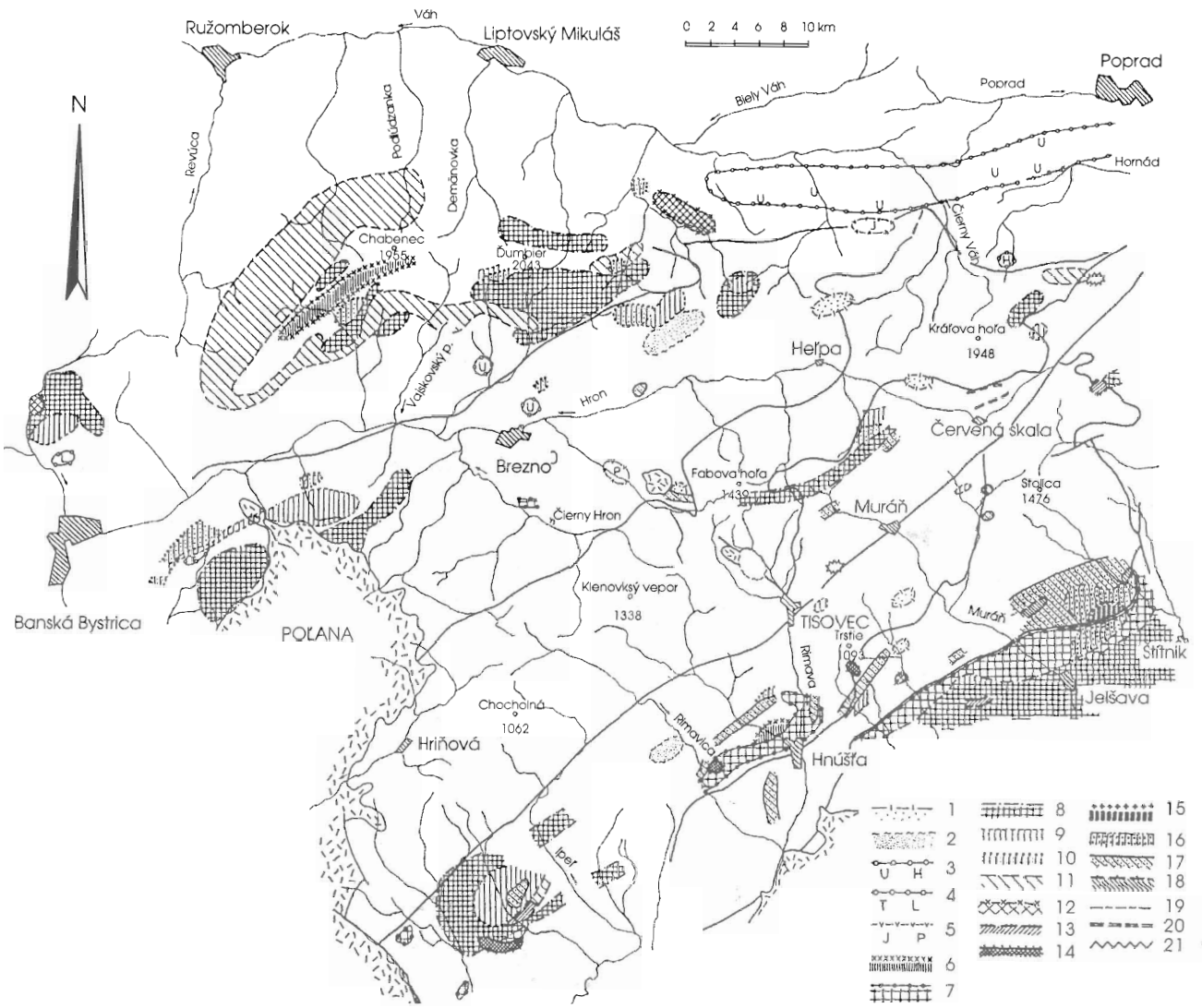
Najvýznamnejšou je alpínska epocha. V staroalpínskom metalogenetickom štádiu (spodný trias - spodná krieda) je na území veporika vyvinutá formácia stratiformných hematitových rúd v spodnom triase silicika (Poniky), sedimentárnych mangánových rúd v jure (Dikula) a na území tatrika liasových sedimentárnych oolitických hematitových a leptochloritových rúd (vrt ŠŠ-2, Špania dolina).

Navyše sa uplatnilo strednoalpínske metalogenetické štádium (vrchná krieda - paleogén) zastúpené sideritovou formáciou (vo fatrotatriku, veporiku, gemeriku, turnaiku a siliciku) a formáciou volfrámovo-molybdénových rúd (styčná zóna veporika a gemerika) a ich viacerými asociáciami. V paleogénnej panve vznikla formácia sedimentárnych mangánových rúd (Michalová).

Počas mladoalpínskeho metalogenetického štádia (neogén - kvartér) v spojitosti s miocénnymi vulkanicko-plutonickými produktmi koincidujúcimi s obrazom neoidných blokov a dislokácií hlbinnej stavby, ktoré vyčlenil Fusán et al. (1979), vznikla na území veporika formácia polymetalických rúd s asociáciou magnetitovo-sulfidickou a polymetalickou (Tisovec, N. Maša - Lívius, Samuel) a fluoritovo-realgárovou (Šumiac). Podobne ako Krs a Varček (1963) formáciu infiltračných hematitových rúd (Muráň - Paseky, Vernár) nepokladáme za staršiu ako terciérnu. Napokon v pliocéne až holocéne vo viacerých ložiskách primárnych rúd vznikli zvetrávacie reziduálne ložiská limonitových rúd a zlatonosných rozsypov (Kokava - náplavy Rimavice).

Mineralizácia fatrotatrika a veporika má veľa zhodných čŕt. Sideritová formácia, vyvinutá v obidvoch jednotkách (ale aj v gemeriku), je najlepším objektom na porovnávanie. Varček (1976) v nej vyčlenil asociáciu minerálov žíl alpského typu, magnezitovo-dolomitovo-mastencovú, sideritovo-barytovú, kremeňovo-sulfidickú, Fe dolomitovo-kremeňovo-chalkopyritovo-tennantitovú a kremeňovo-antimonitovú asociáciu.

Podľa výsledkov nášho štúdia sú v obidvoch jednotkách vyvinuté žily alpského typu a scheelitová, sideritová,



Obr. 1. Pozícia rudných formácií a asociácií v Nízkych Tatrách a Slovenskom rudohorí - západ. 1 - formácia metamorfovaných kýzových rúd (staršie paleozoikum), 2 - formácia metamorfovaných magnetitových rúd (staršie paleozoikum), 3 - formácia stratiformných medeno-uránových (U) a hematitových (H) rúd (perm), 4 - formácia stratiformných hematitových rúd (spodný trias - T, lias - L), 5 - formácia sedimentárnych mangánových rúd (jura - J, paleogén - P); Sideritová formácia (vrchná krieda), asociácie: 6 - scheelitová, 7 - magnezitovo-mastencová, 8 - sideritová (± baryt), 9 - Cu-sulfidická, 10 - sfaleritovo-galenitová, 11 - antimonitová, 12 - barytová, 13 - rumelková, 14 - drahokovová; Formácia volframovo-molybdenových rúd (vrchná krieda), asociácie: 15 - volframitovo-scheelitovo-molybdenitová, 16 - sfaleritovo-galenitová, 17 - pyritovo-pyrotínová, 18 - antimonitová; Formácia polymetalických rúd (neogén), asociácie: 19 - magnetitovo-sulfidická a polymetalická, 20 - nízkotermálnych sulfidov; 21 - formácia infiltračných hematitových rúd (neogén - kvartér).

Fig. 1. Distribution of ore formations and associations in the Nízke Tatry Mts. and Slovenské rudohorie Mts.- Western part. 1 - formation of metamorphic pyrite - pyrrhotite ores (Lower Paleozoic), 2 - formation of metamorphic magnetite ores (Lower Paleozoic), 3 - formation of stratiform copper uranium (U) and hematite (H) ores (Permian), 4 - formation of stratiform hematite ores (Lower Triasic - T, Lias - L), 5 - formation of sedimentary manganese ores (Jurasic - J, Paleogene - P); Siderite formation (Upper Cretaceous), associations: 6 - scheelite, 7 - magnesite - talcum, 8 - siderite (± barite), 9 - Cu sulphide, 10 - sphalerite - galena, 11 - antimonite, 12 - barite, 13 - cinnabar, 14 - precious metals; Formation of tungsten - molybdenum ores (Upper Cretaceous), associations: 15 - wolframite - scheelite - molybdenite, 16 - sphalerite - galena, 17 - pyrite - pyrrhotite, 18 - antimonite; Formation of polymetalic ores (Neogene), associations: 19 - magnetite - sulphide and polymetalic, 20 - low - thermal sulphide; 21 - formation of infiltration hematite ores (Neogene-Pleistocene).

Cu sulfidická, sfaleritovo-galenitová, Fe sulfidická, antimonitová, barytová a drahokovová asociácia. Vo veporiku je navyše magnezitovo-mastencová a rumelková asociácia.

Asociácie sú zreteľne zonálne usporiadané v západnej časti Nízkych Tatier (Slavkay, 1985, 1989), v širšej oblasti ľubietovskej zóny, v juhozápadnej časti Slovenského rudohoria a menej výrazné v oblasti Hnúšte. Na ďalších miestach, kde je málo výskytov, vidieť iba náznaky zonálneho usporiadania (obr. 1).

V južnej časti Slovenského rudohoria dominuje magnezitovo-mastencová a sideritová asociácia vo veporiku aj

v gemeriku, kým v severnej časti veporika a vo fatrotatriku len sideritová, pričom sa Mg metasomatóza uplatnila ako dolomitizácia. Známe sú aj ložiská feromagnezitu (Hnúšťa - Štepový vrch a Čierny Balog - Jergov) a ankeritu spolu s magnezitom (Cinobaňa - Hrb), ktoré predstavujú prechodné členy medzi týmito dvoma asociáciami.

Fe sulfidickú asociáciu vo fatrotatriku zastupuje pyrit a je málo rozšírená, kým vo veporiku najmä pyrotín a je hojná. Naopak antimonitová asociácia je najlepšie vyvinutá vo fatrotatriku ako výrazná periférna zóna, kým vo veporiku tvorí len úzke pruhy. Zaujímavá je distribúcia antimónu viažuceho sa na antimonit a sulfosoli. Minerály sú vyvinuté v pruhu Chyžné - Herichová (antimonit), Chyžné - Kubej (antimonit, berthierit), Ratkovská Zdychava (boulangerit), Hnúšťa - Štepový vrch (boulangerit), Klenovec - štôlňa Július (jamesonit), Cinobaňa (jamesonit) a naznačujú znižovanie termality na JZ.

Barytová asociácia sa vyskytuje pri Španej doline, Malužinej a vo veporiku pri Hrlici, rumelková v ložisku Dobšiná-Čuntava.

Vo veporiku sú známe štyri hlavné centrá drahokovovej mineralizácie v oblasti Uderiná - Mládzovo, oblasť Sinca, Kokava nad Rimavicou a Krokava. Zlato vo fatrotatriku vystupuje v iných asociáciách, napr. scheelitovej (Jasenie-Kyslá) a antimonitovej (Magurka) v Nízkych Tatrách.

Podľa priebežných výsledkov výskumu (Gargulák, osobná informácia, 1993) sa odlišná mineralizácia viaže na teleso rochovského granitu a jeho aureolu s markantným zonálnym usporiadaním minerálnych asociácií. Vyznačuje sa prítomnosťou kremeňa a sulfidov za úplnej absencie uhličitanov Fe a Mg. Považujeme ju za samostatnú formáciu volfrámovo-molybdenových rúd, relatívne mladšiu, ako je sideritová formácia.Typickou asociáciou je volframitovo-scheelitovo-molybdenitová, sfaleritovo-galenitová, pyritovo-pyrotínová a antimonitová. V tomto prípade je zdrojom mineralizácie granitová intrúzia so svojím horninovým okolím.

Pri hľadaní zdroja zrudnenia sideritovej formácie čiastočne vychádzame z hlbinnej konštrukcie geologickej stavby založenej na geofyzikálnych meraniach, ktoré urobil Fusán et al. (1987) a znázornili v horizontálnych rezoch z hĺbkovej úrovne 3, 5, 10 a 15 km. Negatívnu tiažovú anomáliu nad územím veporika a gemerika prisudzujú granitoidnému telesu siahajúcemu od Tríbeča takmer po Košice. Smerom na povrch sa rozdeľuje na východné - granitové, s menšími intrúziami dosahujúcimi až povrch (Zlatá Idka, Hnilec a i.), a západné - granodioritové až gabrodioritové, zasahujúce po Tisovec, kde v centre veporika vznikol neogénny vulkanoplutonický aparát s typickou rudnou mineralizáciou. Južnejšie registrovaná pozitívna tiažová anomália sa pripisuje účinkom bázických telies.

Úzky genetický vzťah žilnej mineralizácie v gemeriku pripisuje Grecula et al. (1991) procesom metamorfizmu s generáciou fluid v podmienkach amfibolitovej fácie. Vznik minerálov pokladajú za produkt metamorfných, ale aj hlboko cirkulujúcich, konvekčných fluid a druh mineralizácie odvodzujú od zloženia hornín, ktoré podľahli metamorfóze, metamorfný proces pripisujú variským subdukčnokolíznym udalostiam a do obdobia ich doznievania kladú vznik násunov, príkrovov a žilnej mineralizácie.

Podľa dôkazového materiálu získaného rozličnými metódami (napr. Žák et al., 1991) je to prijateľný, logicky vysvetlený proces, ale predpokladáme, že bol zložitejší a že sa na ňom zúčastnilo viac činiteľov.

Za zdroj mineralizácie považujeme tektonické procesy bezprostredne pôsobiace na horniny vo väčšej hĺbke (strižné zóny), hlbšie generovanú magmu, ktorá do nich prenikala, fluidum rozmanitého pôvodu a zvýšený tepelný tok. Ich vzájomná interakcia a zmenené tlakové a teplotné podmienky aktivizovali v okolitom prostredí procesy, najmä výzdvih územia a rozpukanie hornín, deformáciu ich stavebných prvkov a zmenu prostredia do rozličného stupňa duktility. Zvýšená teplota iniciovala rýchlejšiu cirkuláciu meteorických a juvenilných roztokov (sladkých aj slaných), ktoré po obohatení transportovali minerálne látky do vyššej úrovne a tam po vylúčení vytvorili rozličné typy ložísk.

Uvedený proces je blízky predpokladu Rozložníka (in: Fusán et al., 1987; Rozložník, 1989, 1990), ktorý takýto zdroj vidí v hlboko podsunutej jednotke bázickej povahy podobnej penniniku - váhiku (v zmysle Maheľa, 1981), značne rozšírenej pod kryštalinikom vnútorných Západných Karpát. Sideritovú formáciu v strižnej zóne gemerika (paleozoikum) pokladá za produkt staroalpínskej remobilizácie tejto jednotky s metamorfnou mobilizáciou ohromného množstva Fe, Mg a i., najmä „plášťových" kovov, vynášaných do strižných zón a rudolokalizujúcich štruktúr. Proces bol vyvolaný prienikom tepelného toku gemerického granitu, ktorý sa viac-menej synkinematicky vtláčal do strižných zón ako produkt vzniknutej granitovej vrstvy.

Z doterajších poznatkov vyplývajú kritériá rozširujúce možnosti prognózneho hodnotenia územia veporika, hlavne epigenetickej alpínskej mineralizácie.

Zrudnenie je vo veporiku vyvinuté v menšej intenzite a rozsahu ako v gemeriku, čo zrejme spôsobila slabšia aktivita jeho hlbšie lokalizovaného zdroja. Významnú úlohu tu mohla mať aj úroveň erózneho zrezu. V gemeriku vzniklo zrudnenie prevažne v epimetamorfovaných komplexoch, vo veporiku v komplexoch epimetamorfovaných, ale hlavne mezometamorfovaných až katametamorfovaných, lebo tu neboli také podmienky na uloženie rudných komponentov z hydrotermálnych fluid ako v epimetamorfovaných komplexoch. Z uvedeného vychodí nižšia nádejnosť významnejšieho vývoja mineralizácie sideritovej asociácie vo veporiku.

Za perspektívne sa môže pokladať zrudnenie Cu sulfidickej a antimonitovej asociácie so zlatom viažuce sa na alpínske štruktúry. Na väzbu takejto mineralizácie s alpínskymi štruktúrami poukazuje to, že jej prevažná časť je vyvinutá na tektonických štruktúrach, ktoré v zásade smerom aj sklonom zodpovedajú štruktúram prvého radu síce staršieho založenia, ale alpínsky aktivizovaným, ako aj alpínskym štruktúram druhého radu (smeru SV - JZ). V štruktúrach smeru SZ - JV je zrudnenie najmä v západnom veporiku. Zrudnenie veľmi často vystupuje na plochách alpínskej bridličnatosti a priečnych diaklázach. Sú známe prípady zrudnenia na tektonických plochách

alpínskeho násunu granitoidu kráľovohoľského komplexu na metamorfity hronského komplexu (Tisovec - Dúhovo) a slatvinského súvrstvia na uvedené granitoidy (Lúka Malá).

Na alpínsky vek zrudnenia poukazuje kontinuitný priebeh mineralizácie z gemerika do veporika a tatrika priečne cez násunové línie. Podobne rožňavské žily majú plynulý priebeh z porfyroidov gelnickej skupiny do permských zlepencov rožňavskej skupiny. Ďalším dôkazom je albitizácia spodného triasu sv. časti masívu Kohúta (Vrána, 1966) a spodného triasu obalového mezozoika Muránskej planiny v doline Hrdzavá na SZ od Muráňa. Sú známe aj prípady mramorizácie vápenca muránskeho mezozoika v susedstve silicifikovanej muránskej ortoruly a na plochách alpínskej kryštalizačnej bridličnatosti albitizovaných granatických svorov medzi Muráňom a Tisovcom. Z aduláru žíl alpského typu (starších a mladších), považovaných v rámci sideritovej formácie za najstaršie, Hurai et al. (1991) metódou K/Ar zistili vek v rozpätí 71,1 ± 1,1 mil. rokov až 89,9 ± 1,8 mil. rokov, pričom skutočný vek kryštalizácie minerálov predpokladajú v rozmedzí 92 - 143 mil. rokov. Vek biotitu z telesa monzogranitu od Klenovca (vrt KS-1) Wiegerová et al. (in Molák et al., 1988) $^{40}Ar/^{40}K$ datovaním stanovili zhruba na 90 mil. rokov, čo prezrádza výrazné uplatnenie sa alpínskych procesov, ale rádiogénny argón predalpínskeho veku v mriežke biotitu nemohli preukázať. O alpínskom veku svedčí aj vývoj zrudnenia sideritovej formácie na tektonických líniách v horninách turnaika a meliatskej skupiny triasového až jurského veku. Známe je zasahovanie zrudnenia do spodného triasu muránskeho mezozoika a do triasového vápenca v oblasti Pustého poľa (Kišova baňa), kremeňovej mineralizácie do jurskeho vápenca pri Bacúchu, do triasového vápenca pri Osrblí a v rade prípadov v okolí Poník.

Dôležité pre prognózovanie je, že prevažná časť formácie volfrámovo-molybdénových rúd sa sústreďuje v priestore záporných tiažových a pozitívnych magnetických anomálií hlbinného granitového telesa, ktoré v oblasti Rochoviec a Klenovca detailizoval Filo (1974). Za perspektívne sa dajú pokladať najmä periférne časti anomálií ohraničené izohypsami s hĺbkovou úrovňou 2 km a priestor medzi nimi. Poukazuje na to zistenie prvkov a minerálov volframitovo-scheelitovo-molybdenitovej asociácie pri Rochovciach (Václav et al., 1988) a medzi Rimavskou Pílou, Muráňom a Muránskou Hutou (Hvožďara et al., 1985).

Syntéza výsledkov výskumných a prieskumných prác na území veporika otvorila ďalšie možnosti vyhľadávania netradičných typov rudy a zlata (Slavkay et al., 1990).

Literatúra

Cambel, B., Bagdasarjan, G. P., Veselský, J. & Gukasjan, R. Ch. 1980: To problems of interpretation of nuclear - geochronological data on age of crystalline rocks of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 27 - 48.*

Filo, M. 1974: Geofyzikálny výskum kryštalinika tatroveporíd - oblasť Kráľovej hole a Kohúta. *[Čiastková správa.] Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Fusán, O., Biely, A., Ibrmajer, K., Plančár, J. & Rozložník, L. 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ, 123.*

Grecula, P., Radvanec, M. & Bartalský, B. 1991: Critical thermic isograde in metamorphic - hydrothermal model of vein mineralization on the background of the Variscan events, Gemeric unit, Western Carpathians. *Mineralia slov., 23, 403 - 411.*

Hurai, V., Dávidová, Š. & Kantor, J. 1991: Adulár z alpských trhlín veporického kryštalinika: morfológia, fyzikálno-chemické vlastnosti, fluidné inklúzie a K/Ar vek. *Mineralia slov., 23, 133 - 144.*

Hvožďara, P., Hurai, V., Linkešová, M. & Kravjanský, G. 1985: Regionálna geochémia Západných Karpát (pohorie: Slovenské rudohorie - západná časť). *[Záverečná správa.] Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves, 259.*

Krs, M. & Varček, C. 1963: K určování stáří hematitových zrudnění v okolí Bôrky (Spišsko - gemerské rudohoří) na základe paleomagnetického výskumu. *Geol. Práce, Zpr., 30, 55 - 64.*

Maheľ, M. 1981: Island character of Klippen Belt. Vahicum - continuation of southern Penninicum in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 3, 293 - 305.*

Molák, B., Václav, J., Gargulák, M., Határ, J., Gubač, J., Hvožďara, P., Bodiš, D., Lopašovský, K., Kováčik, M., Martinský, L., Hraško, Ľ., Ďurkovičová, J., Kantor, J., Wiegerová, V., Sládková, M., Beňka, J., Vozárová, A., Vanek, J., Vitásek, A., Böhmer, Ľ., Stankovič, J., Podoláková, S., Krištín, J. & Dovina, D. 1988: Metalogenetický výskum styčnej zóny veporika a gemerika a výskum Sb - mineralizácie V časti Slovenského rudohoria. *[Etapová správa za rok 1987.] Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 278.*

Petro, M. 1977: Problémy alpínskej hydrotermálnej mineralizácie veporíd. *In: Ložiskotvorné procesy Západných Karpát, zborník referátov z konferencie pri príležitosti 25. výročia založenia Katedry nerastných surovín PFUK Bratislava, 173 - 176.*

Rozložník, L. 1989: Problémy veku a zdroja sideritovej formácie Západných Karpát. *Geol. Průzk., 3, 67 - 72.*

Rozložník, L. 1990: Strižná zóna gemerika - nositeľka sideritovej formácie. *Mineralia slov., 22, 1, 47 - 54.*

Slavkay, M. 1985: Postavenie scheelitových a antimonitových rúd v Nízkych Tatrách. *Mineralia slov., 17, 4, 339 - 340.*

Slavkay, M. 1989: Main characteristics of the metallogeny of the Nízke Tatry Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 4, 411 - 422.*

Slavkay, M., Pecho, J., Gubač, J., Pulec, M., Badár, J., Čillík, J. & Ďuďa, R. 1988: Regionálna mapa ložísk a prognóz nerastných surovín Nízke Tatry (1 : 50 000). *[Čiastková záverečná správa.] Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 349.*

Slavkay, M., Bezák, V., Beňka, J., Filo, M., Knésl, J., Kusein, M., Maťová, V. & Petro, M. 1990: Prognózne zhodnotenie rudných surovín západnej časti Slovenského rudohoria. *[Čiastková záverečná správa.] Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 72.*

Václav, J., Vozárová, A., Határ, J., Beňka, J., Bodiš, D., Grim, V., Snopko, L., Repčok, I., Eliáš, K., Rúčka, I., Garaj, M., Ferenčíková, E., Hašková, A., Štarková, Dž., Filo, M., Ardová, M., Kučera, I., Stránska, M., Vanek, J., Gargulák, M., Molák, B., Dovina, V., Lopašovský, K. & Obst, P. 1988: Prognózne zhodnotenie Mo-W mineralizácie južne od Rochoviec. *[Záverečná správa.] Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 386.*

Varček, C. 1976: Základné črty metalogenetického vývoja Spišsko-gemerského rudohoria. *In: Zborník Geológia, metalogenéza a prognózy surovín Spišsko-gemerského rudohoria. Košice, 36 - 62.*

Vrána, S. 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und der Foederata - Serie im Mitterteil der Veporiden. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 6, 29 - 84.*

Žák, K., Radvanec, M., Bartalský, B. & Grecula, P. 1991: Izotopy S, C, O, Sr a metamorfno-hydrotermálny model žilnej mineralizácie gemerika. *Mineralia slov., 23, 95 - 108.*

Metallogenesis and ore formations of the Veporicum

In the metallogenetic zone of the Veporicum are deposits of the Caledonian, Variscan and Alpine metallogenetic epoch. Most significantly mineralization of the Medium - Alpine metallogenetic stage (Upper Cretaceous - Paleogene) was manifested, represented by the siderite formation in the Fatratatricum, Veporicum, Gemericum, Turnaicum, Silicicum and by the formation of tungsten - molybdenum ores in the contact zone of the Veporicum and Gemericum. During the Late Alpine metallogenetic stage (Neogene - Quaternary), in connection with Miocene volcanic - - plutonic activity, the formation of polymetallic ores originated.

For comparison of mineralization in the Veporicum and Fatratatricum the siderite formation, developed in both units (mostly, however, in the Gemericum), is the most suitable object. It is formed by these mineral associations (assemblages): veins of Alpine type, scheelite, siderite, Cu - sulphide, sphalerite - galena, Fe - sulphide, antimonite, barite and precious metals, in the Veporicum still magnesite - talcum and cinnabar. Distribution of the associations forms distinct zonal arrangement in the western part of the Nízke Tatry Mts. (Slavkay, 1985, 1989), of the wider area of the Ľubietová zone, of the Slovenské rudohorie Mts. southwestern part and less distinct in the Hnúšťa area (Fig. 1).

In the southern part of the Veporicum and in the Gemericum the magnesite - talcum and siderite association predominates whereas in the northern Veporicum and Fatratatricum the siderite association only, Mg - metasomatism manifesting as dolomitization. The antimonite association is mostly developed in the Fatratatricum as distinct peripheral zone while in the Veporicum it forms narrow strips only. In the Fatratatricum, moreover, the barite association is developed whereas in the Veporicum it is the cinnabar association. Precious metals mineralization has the main centres in the Veporicum: area of Uderina - Mládzovo, area of Sinec, Kokava nad Rimavicou and Krokava, in the Fatratatricum it occurs in the scheelite (Jasenie - Kyslá), antimonite (Magurka) and other associations.

The different formation of tungsten - molybdenum ores is bound to the body of Rochovce granite and its aureole with conspicuous zonal distribution of association (Gargulák - personal information 1993). They are from centre to the periphery: wolframite - scheelite - molybdenite, sphalerite - galena, pyrite - pyrrhotite and antimonite. It is characterized by the presence of quarz and sulphides and absence of Fe and Mg carbonates. It is relatively younger than the siderite formation and its source is the granite intrusion with its wall rocks.

In metallogenetic studies we are partly based on the deep construction of the geological structure, established on geophysical measurements (Fusan et al., 1987), from which deeper than 15 km an extensive granitoid body from the Tríbeč Mts. almost as far as Košice is interpreted. With it also the Neogene volcanoplutonic apparatus near Tisovec is put into connection.

As source of siderite formation mineralization we consider directly tectonic processes on rocks in greater depths (shear zones), deeper - generated magma, which penetrated to them, fluids of various origin and higher thermal flow. Their mutual interaction and changed pressure and temperature conditions induced activation of the processes in the surrounding environment, mainly uplifting of the area jointing of rocks deformation of their structure elements and alteration of environment to various grade of ductility. Higher temperature initiated faster circulation of juvenile and meteoric solutions (fresh - and salt water), which after enrichment transported mineral substances to higher levels where after precipitation various types of deposits formed.

The mentioned process is close to the assumption of Rozložník (1989, 1990) about Early Alpine remobilization in a deeply underthrust unit of basic character with metamorphic mobilization, mainly of „mantle" metals carried upwards to the shear zones by the influence of thermal flow of Gemeride granites and of Grecula et al. (1991), who ascribes close genetic relation of vein mineralization in the Gemericum to metamorphism processes with generation of fluids under conditions of amphibolite facies during fading out Variscan subduction - collision events.

Ore mineralization in the Veporicum is developed in less intensity and extent than in the Gemericum. We consider ore mineralization of Cu - sulphide and antimonite association with gold and of tungsten - molybdenum ores formation bound to Alpine structures as perspective.

The Alpine age of ore mineralization is indicated by the continuous course of mineralization from the Gemericum and Tatricum through overthrust lines, its reach within Triassic rocks, establishing of the absolute age of adular from Alpine type veins, oldest in the frame of the siderite formation, to 92 - 143 M. y. (Hurai et al., 1991), its post - metamorphic development and many other criteria.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 318- 319

Program vyhľadávania a prieskumu ložísk nerastných surovín v kryštaliniku Západných Karpát

MILAN TRÉGER

Geologický prieskum, š. p., Markušovská cesta, 052 40 Spišská Nová Ves

(Doručené 17.6.1993)

Program vyhľadávania a prieskumu nerastných surovín v Slovenskej republike vrátane kryštalinika tatrika a veporika odvodzuje Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves od Koncepcie geologického výskumu a prieskumu územia Slovenska do roku 2005, ktorú vypracovala 6. sekcia MŽP SR.

Ovidva dokumenty berú do úvahy nasledujúce fakty:

1. Útlm rudného baníctva nerentabilných ložísk a zachovanie ťažby v rentabilných až limitných ložiskách.
2. Prechod ekonomického hodnotenia ložísk v tzv. nákladových limitov na hodnotenie vo svetových cenách.
3. Geologickoložiskové možnosti územia SR a terajší stav zásob a prognóznych zdrojov v bilanciách SR.
4. Trend dopytu domácich a zahraničných odberateľov po jednotlivých druhoch nerastných surovín.
5. Ekologické kritériá prieskumu a ťažby nerastných surovín.
6. Aplikáciu netradičných nerastných surovín v hospodárstve a pri ochrane životného prostredia.

Pri akceptovaní uvedeného treba konštatovať, že po útlme a likvidácii ťažby Sb rúd ložiska Pezinok a Liptovská Dúbrava a po overení nebilančného charakteru W-Au zrudnenia lokality Jasenie sa musí program vyhľadávania a prieskumu v tatriku a veporiku Západných Karpát koncipovať nanovo.

Geologické a metalogenetické špecifiká jadrových pohorí tatrika a veporika (najmä metamorfovaných predvrchnopaleozoických komplexov) preukazujú opodstatnenosť vyhľadávať:

- Au zrudnenia typu Pezinok-Zlatá žila, Mládzovo - Uderiná s obsahom > 4 g/t Au pre podzemnú ťažbu a > 2 g/t pre povrchovú ťažbu.
- Mo-W zrudnenia typu Ochtiná - Rochovce, ale vo vyššej kvalite a bližšie pod povrchom (Meráň - Tisovec - Mc).
- Netradičné zrudnenia, napr. TR a i. v metasomatitoch granitoidov a plášťa.
- Vybrané nerudné suroviny, a to grafit (Muráň - Tisovec, Kokava nad Rimavicou, Suchý - Malá Magura); sillimanit (Suchý - Malá Magura, Považský Inovec); muskovit, granát, dolomit (Hnúšťa - Mútnik).

Kryštalické komplexy tatrika a veporika sa v podstate skladajú z troch základných typov. Tvoria ich:

- granitoidy, prevažne variské, lokálne alpínske,
- migmatity,
- pararulovo-svorové komplexy s väčším alebo menším zastúpením bázických a kyslých vulkanitov, čiernych bridlíc a kvarcitov.

Komplex pararúl a svorov, a najmä ich bázické vulkanické členy v rozličnom stupni metamorfózy sa zdajú byť vhodné na akumuláciu zlatého zrudnenia v polohách tmavých, bituminóznych bridlíc v blízkosti bázických členov. Au zrudnenie je spravidla sprevádzané pyritovo-pyrotínovým, arzenopyritovým, antimonitovým zrudnením a čiastočne aj polymetalickou mineralizáciou. Au zrudnenia v oblasti Pezinok - Trojárová a Mládzovo majú niektoré spoločné črty. Pararulové komplexy tatrika a veporika, hlavne úseky s bázickými vulkanitmi, treba podrobne študovať v etape vyhľadávania.

Okrem Au zrudnenia stratiformného charakteru a sprievodných zrudnení Ag, Sb a i. je komplex pararúl - svorov zdrojom významných nerúd - sillimanitu, andaluzitu (zaujímavý je obsah nad 3 - 6 obj. %), grafitu (kryštalického), sľudy, granátov a pod.

Pre Mo zrudnenie typu Ochtiná - Rochovce sa zdá byť prioritnou podmienkou ich akumulácie prítomnosť komplexov so zvýšeným obsahom Mo (mladšie paleozoikum veporid P-C) spolu s existenciou mladých granitoidov ako energetického média akumulácie Mo do vhodných tektonicko-litologických štruktúr. Ale nemožno vylúčiť mobilizáciu Mo aj z iných zdrojov, napr. z čiernych bridlíc.

Netradičné zdroje TR a inej mineralizácie, ktorej indície sú opísané z Kamenistej doliny a iných miest je zatiaľ predčasné spájať s istými komplexmi alebo procesmi. Treba ich ďalej študovať efektívnymi rádiometrickými metódami.

Problematiku vyhľadávania a prieskumu nerastných surovín v kryštalických komplexoch tatrika a veporika možno zhrnúť takto:

1. V prognóznych úsekoch by sa mali vyhľadávať všetky uvedené typy zrudnenia a mineralizácie, a to aj nebilančné. Prieskum treba robiť len na tých lokalitách a pri tých surovinách, ktorých ekonomické zhodnotenie po etape vyhľadávania dáva predpoklady na rentabilnú ťažbu.
2. Vyhľadávanie v regiónoch a perspektívnych úsekoch má byť komplexné, zamerané na všetky druhy nerastných surovín v oblasti. Komplexné má byť aj v metodickom

zmysle. Geologické metódy by mal doplniť špeciálny technologický výskum, bez ktorého objektívne prognózne ocenenie nie je možné.

3. Komplexnosť prospekcie a surovinových štúdií treba chápať aj v ekologickom zmysle.

Geochemická prospekcia poskytuje mimoriadne cenné informácie o primárnej distribúcii ťažkých toxických kovov v horninách, pôde a vode - As, Sb, Hg, Pb, Zn, Cr, Cd a i.

Metodika odhadu prognóznych zdrojov nerastných surovín

1. Na záver geologického výskumu a vyhľadávania sa spravidla odhadujú zdroje nerastných surovín. Odhad má byť vysoko kvalifikovaný, lebo od neho závisí vyššia etapa geologických prác. Skúsenosti z prác vyhľadávacieho prieskumu z viacerých ložísk ukazujú, že sa po etape ložiskového geologického výskumu prognózne zdroje často nadhodnocujú z hľadiska kvantity aj kvality suroviny.

2. Významným pomocníkom pri odhade prognóznych zdrojov môže byť Laskyho zákon, ktorý vyjadruje závislosť medzi medznou kvalitou, priemernou kvalitou ložiska a jeho zásobami. Laskyho zákon má tvar:

$$x = a - b \cdot \ln Z$$

$$x_0 = a - b \cdot (\ln Z + 1)$$

x - priemerný obsah (%); x_0 - medzný obsah (%); Z - geologické zásoby (v tisícoch t); a, b - koeficienty.

Prepočty podľa Laskyho zákona ukázali, že vypočítané hodnoty približne zodpovedajú skutočným hodnotám, ak sa variabilita obsahu pohybuje okolo 100 %.

Alternatívne výpočty zásoby mnohých ložísk Slovenského rudohoria (napr. Rochovce-Mo, Jasenie-W, Au) potvrdzujú, že rozdelenie úžitkových zložiek je blízke lognormálnemu. To treba brať do úvahy už pri odhade prognóznych zdrojov spolu s vplyvom lognormálneho rozdelenia na statické a dynamické charakteristiky ložiska.

Literatúra

Koncepcia geologického výskumu a prieskumu územia Slovenska do r. 2005. *MŽP SR, sekcia geologického výskumu a prieskumu, odbor geológie, 48.*

Soukup, B. 1988: Hodnocení nerostných ložisek a geologického průskumu. *UÚG Praha, 130.*

Tréger, M. 1992: Stratégia vyhľadávania a prieskumu rudných surovín do r. 2000. *Manuskript - GP Spišská Nová Ves.*

Mineralia slovaca, 25 (1993), 320- 322

Štruktúrno-metalogenetické predpoklady scheelitového zrudnenia juhovýchodnej časti Nízkych Tatier

TIBOR SASVÁRI a LADISLAV ROZLOŽNÍK

Katedra geológie a mineralógie Baníckej fakulty TU, Park Komenského 15, 043 84 Košice

(Doručené 6. 7. 1993)

Structural and metallogenetical presumptions of the scheelite metallogeny in the SE part of the L. Tatra Mts.

The Špíglová zone is of very old probably Pre-Cambrian setting and indicates very long (surely pre-Hercynian) tectonic activity as well. It is also a zone of multiplicate reactivation of deformations which took place at various deep levels and various TP conditions. Complicated and long - standing geological development of the zone has also brought a repetition of ore mineralization. The Variscan mineralization is represented by quartz scheelite association of a high temperature and perigranitic character. The Alpine one belongs to siderite formation which has been probably originated after veins of the Alpine type. Mineralized structures in both mentioned time intervals have been created at brittle deformational conditions. From the scheelite mineralization point of view magmatic influence seems to be more important for the Hercynian than for the Alpine period.

Key words: Špíglová zone, Variscan and Alpine mineralisation, brittle deformation.

Palinologický výskum (Planderová, 1986) ukázal, že čierne metasedimenty vo fácii zelených bridlíc ležia na metamorfitoch a obsahujú palinomorfné zvyšky vrchnosilúrskeho až spodnodevónskeho veku. Metamorfity v oblasti pásma Špíglovej možno pokladať za predvrchnosilúrske (Bezák, 1989). Ich predmetamorfný vulkanosedimentárny protolit bol zo súboru zmiešaného peliticko-psamitického (terigénneho) a bázického vulkanoklastického materiálu (Pitoňák a Spišiak, 1989) a môže byť kambrického alebo prekambrického veku.

Tektonická prestavba vulkanosedimentárneho súvrstvia počas kadómskej (?) deformačnej fázy D_0 je preukázateľná na ojedinelých štruktúrnych reliktoch modifikovaných ramien amfibolitových vrás, v ktorých sa zachovali vlečné vrásy F_0 vzniknuté ohybovým sklzom, pôvodne zrejme z nekompetentného terigénneho sedimentárneho materiálu.

Pri takomto štruktúrnom pohľade predpokladáme strižnú (?) zónu s klivážou osových rovín vrás F_0 s pravdepodobne nízkotermálnou metamorfózou. Znamená to, že štruktúrny smer V - Z v Jasení-Kyslej, a tým analogicky aj na území celých Západných Karpát je veľmi starý, asi kadómsky (obr. 1).

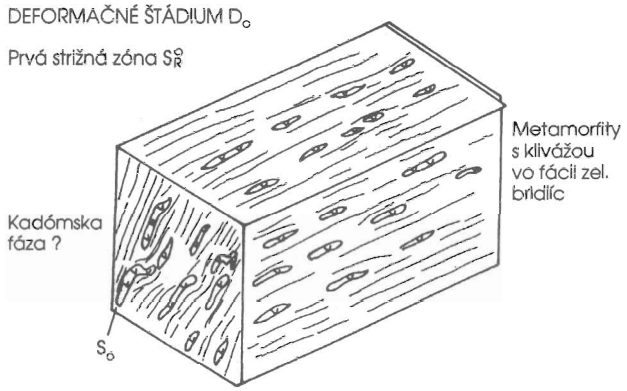
V starokaledónskej (?) deformačnej fáze D_1 sa predpokladaný komplex strižnej zóny mohol ponoriť do hlbších zón alebo ho mohol ovplyvniť výstup tepelného toku. Výsledkom toho bola premena komplexu na metamorfity vo fácii amfibolitov (amfibolity, ruly, migmatity). Podľa prednostnej orientácie kremeňa, biotitu a amfibolu (Rozložník et al., 1990) mala metamorfóza kopírovací charakter viac-menej iba so zbernou kryštalizáciou (obr. 2).

Orientácia "c"-osí kremeňa má nevýraznú anizotropiu. Ukazuje to na nedostatok usmerneného tlaku a z toho vychodí, že kryštalizačná bridličnatosť S_1 metamorfitov je výsledkom spodobnenia starej stavby poznačenej reliktmi uzavretých až izoklinálnych vrás a budín. Časť K-živcov mohla vzniknúť aj zbernou kryštalizáciou v nízkom poli napätia. Dokumentujú to mnohé uzavreniny kremeňa a biotitu, pri ktorých sa rotácia nespozorovala (Pitoňák a Spišiak, 1989).

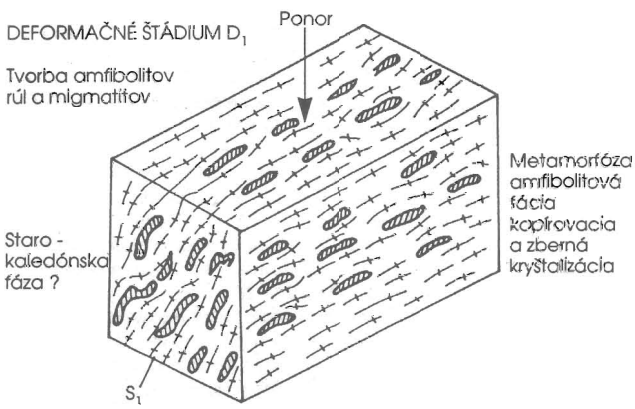
Začiatok hercýnskeho obdobia dokumentujú metasedimenty včlenené do komplexu metamorfitov. Metasedimenty označené ako uhlíkatá formácia (Molák, 1989) tvoria niekoľko polôh grafitických bridlíc s obsahom sulfidov. Postihla ich metamorfóza vo fácii zelených bridlíc až v amfibolitovej fácii. Protolitom uhlíkatej formácie mohla byť arkóza, bridlica a droba s bázickou a kyslou vulkanickou prímesou. Preto predpokladáme až pripovrchový výzdvih alebo príkrovovú pozíciu migmatitizovaného komplexu s podmienkami krehkej až krehkoduktílnej deformácie vo vývoji strižnej zóny (obr. 3).

Za najmobilnejšiu časť strižnej zóny pokladáme 100 - 200 m široké stykové pásmo Špíglovej a Zámostskej hole, kde sú vyvinuté horniny nebulitového charakteru. V nich sú zachované pohltené restity stromatitických migmatitov metamorfitov.

Jedným z výsledkov vývoja strižnej zóny je otváranie štruktúrnych plôch konformne s plochami metamorfnej bridličnatosti S_1 migmatitu alebo ruly závislé od látkového zloženia predmetamorfného protolitu. Tak vznikli foliácie S_2 deformačného štádia D_2 klivážového, príp. puklinového charakteru. Výsledkom subhorizontálnych, ale aj subvertikálnych pohybov sú ohyby foliačných plôch S_2 s penetratívnymi otvorenými vrásami F_2. Mechanická mobilita strižnej zóny pri subvertikálnej transpresii umožnila vznik druhotných štruktúr krehkej deformácie, ktoré popri iných zastupujú aj významné štruktúry smeru S - J.



Obr. 1. Vývoj komplexu v deformačnej fáze D_o.
Fig. 1. Development of a complex during D_o deformation phase.



Obr. 2. Vývoj komplexu v deformačnej fáze D_1.
Fig. 2. Development of a complex during D_1 deformation phase.

Pripovrchové podmienky krehkej deformácie začalo následne meniť intenzívne preteplenie oblasti, vrcholiace prienikom granitu Latiborskej hole s tvorbou hornín nebulitového charakteru, pegmatitov a aplitov. Modelový vek granitizácie sa podľa vzniknutého najstaršieho biotitu Ar/K metódou odhaduje na 330 mil. rokov (Molák, Kantor a Bláha, 1989).

Využívanie foliačných plôch S_2, ako aj druhotné štruktúry krehkej deformácie granitizujúcimi látkami možno dokumentovať zoskupovaním imbibičných živcov. Na stykových plochách amfibolitov často vidieť ďalekosiahajúcu biotitizáciu, ktorá vedie až k tvorbe biotitovcov.

Záverečnú fázu diferenciácie granitovej intrúzie sprevádzala reaktivizácia tektonických štruktúr. Postupne ju hydrotermálne mineralizoval najmä molybdenit, scheelit, zlato, chalkopyrit, kremeň, antimonit, baryt, kalcit a ankerit. S vysokoteplotnými rudnými minerálmi vznikol aj biotit II, ktorého rádiometrický vek sa stanovil na 305 mil. rokov (Molák, Kantor a Bláha, 1989).

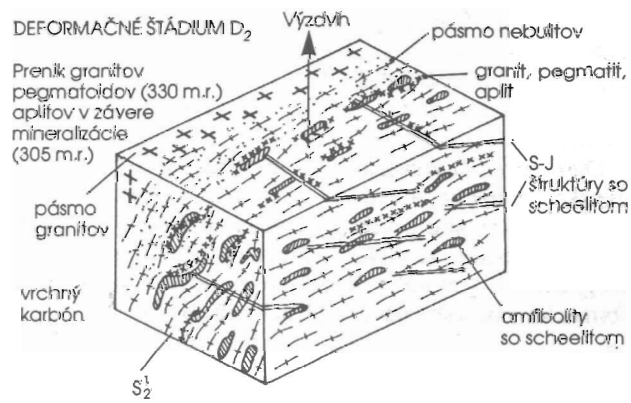
Po týchto udalostiach treba počítať s výzdvihom a eróziou a po nich s uložením sedimentov permu a spodnotriasového kremenca.

Pre alpínske obdobie je vcelku charakteristické obnovovanie starých tektonických štruktúr v podmienkach krehkej deformácie s rozsiahlou mylonitizáciou (obr. 4).

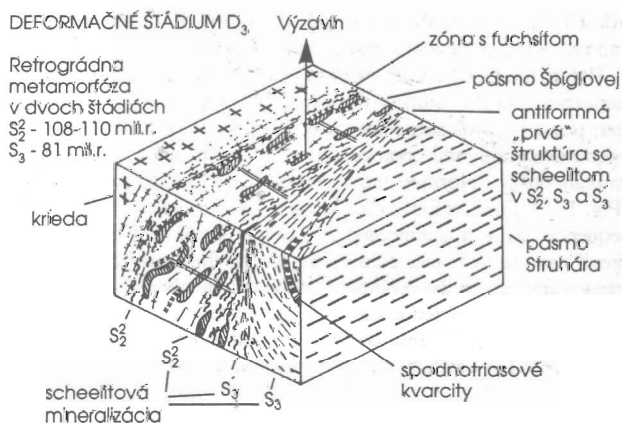
Začiatok deformačného štádia D_3 je príznačný významnými subhorizontálnymi pohybmi na styku pásma Struhára a Špíglovej, ako aj pásma Špíglovej a Zámostskej hole. Obnovovali sa predalpínske plochy S_2 smeru V - Z a pritom sa silne mylonitizovali. Modelový vek sericitu mylonitov je 110 - 108 mil. rokov (Kantor, osobná informácia, 1990).

Mladšie naložené alpínske strižné štruktúry plôch S_3 presekávajúce predalpínsku stavbu v smere SV - JZ so sklonom na J sa najmarkantnejšie prejavujú na styku pásma Špíglovej a Struhára, spojených so zakorenením spodnotriasových kvarcitov. Modelový vek sericitu z mylonitizovanej zóny podľa plôch S_3 zistený Ar/K metódou je 81,9 - 78,4 mil. rokov (Kantor, osobná informácia, 1988).

Mezoalpínske pohyby vytvorili antiformnú štruktúru Špíglovej, ktorú pôvodne vymedzil Bezák a Klinec (1980). Nasledovala nepravidelná a remobilizovaná scheelitová mineralizácia do alpínskych, prevažne kompresných štruktúr a niektorých ďalších štruktúr obnovených z hercýnskej epochy.



Obr. 3. Vývoj komplexu v deformačnej fáze D_2.
Fig. 3. Development of a complex during D_2 deformation phase.



Obr. 4. Vývoj komplexu v deformačnej fáze D_3.
Fig. 4. Development of a complex during D_3 deformation phase.

Z pohľadu neoalpínskeho vývoja kinematického plánu rudného poľa Jasenie-Kyslá je sukcesná reaktivizácia štruktúrnych smerov viacetapová.

Diskusia o vekovom začlenení mineralizácie

Na štruktúry hercýnskeho založenia sa viaže vysokotermálna kremeňovo-scheelitovo-biotitovo-epidotovo-zoisitová mineralizácia, čo potvrdzuje aj rádiometrické datovanie. S ňou sa možno spájala aj skarnová paragenéza a miestami pozorovaná greizenizácia. Časť sulfidickej mineralizácie by podľa jej výskytu najmä na okrajoch pegmatitových a aplitových žíl mohla patriť do tohto staršieho typu zrudnenia.

O existencii mladšej alpínskej mineralizácie svedčí to, že Fe-Mg-Ca karbonátovo-kremeňovo-scheelitové zrudnenie obsadzuje niektoré typy alpínskych štruktúr. Prítomnosť Fe-Mg karbonátov (napr. zistený magnezit) ukazuje na možnú analógiu tohto zrudnenia so zrudnením typu volfrámového Fe magnezitu vo Východných Alpách (Rozložník, 1989a). Zároveň sa tu prejavuje vzťah tohto mladšieho zrudnenia k sideritovej formácii. Potvrdzujú to fakty, ako je regionálne rozšírenie obidvoch formácií v kryštaliniku Západných Karpát, väzba na strižné zóny obidvoch formácií, priestorové a časové prepojenie ich paragenézy na spoločných štruktúrach.

Spoločne sa tieto dve formácie našli aj v oblasti Hnúšte (Vitásek, Bláha a Molák, 1989).

Otázkou je, či zdrojom scheelitového zrudnenia je hercýnske zrudnenie, alebo ide o náhodné naloženie dvoch generácií scheelitu pochádzajúcich z rozličných zdrojov. Staršie zrudnenie sa viaže na dozvuky vrchnokarbónskeho magmatizmu a mladšie, kriedové je späté so sideritovou formáciou pochádzajúcou z hlbších zdrojov.

Slavkay (1989) pokladá pozíciu volfrámového zrudnenia v rámci metalogenézy Nízkych Tatier za súčasť sideritovej formácie v zmysle Rozložníka (in Fusán et al., 1987). Za významný rudolokalizujúci faktor považuje veporský a kysucko-tisovský lineament (Fusán et al., 1987; Šefara et al., 1987).

Literatúra

Bezák, V. 1989: Príspevok k poznaniu geologickej stavby z. časti Nízkych Tatier. *In: Zborník Scheelitová mineralizácia v Československu. Banská Bystrica, 18 - 22.*

Fusán, O., Biely, A., Ibrmayer, I. & Rozložník, L. 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ, 1 - 123.*

Molák, B., Kantor, J. & Bláha, M. 1989: Biotit ako možný indikátor podmienok vzniku a veku scheelitovo-zlatonosného zrudnenia v oblasti Kyslej pri Jasení (Nízke Tatry). *In: Zborník Scheelitová mineralizácia v Československu. Banská Bystrica, 62 - 69.*

Molák, B. 1990: Časový vývoj a látkové zdroje W-Au zrudnenia na južných svahoch Nízkych Tatier. *[Kand. diz. práca.] Bratislava, 192.*

Pitoňák, P. & Spišiak, J. 1989: Mineralógia, petrológia a geochémia základných horninových typov širšej oblasti Jasenia-Kyslej. *Manuskript - GÚ SAV Banská Bystrica, 1 - 232.*

Planderová, E. 1986: Nové poznatky o veku metasedimentov z ďumbierskeho kryštalinika (oblasť Jasenia). *Mineralia slov., 18, 237 - 251.*

Rozložník, L. & Sasvári, T. et al. 1990: Záverečná správa Nízke Tatry - Jasenie W, Au. Štruktúrna analýza. *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves, 1 - 220.*

Rozložník, L. 1989a: Volframitovo-scheelitonosné feromagnezity - nový typ ložísk vo Východných Alpách a možnosti ich výskytu v Západných Karpatoch. *Mineralia slov., 21, 475 - 476.*

Slavkay, M. 1989: Kremeň-scheelitová asociácia ako súčasť sideritovej formácie v Nízkych Tatrách. *In: Zborník Scheelitová mineralizácia v Československu. Banská Bystrica, 23 - 28.*

Šefara, J. et al. 1987: Regionálne kritériá prognózovania z hľadiska interpretácie geofyzikálnych meraní na území vnútorných Západných Karpát. *In: II. Geol. dni J. Slávika. Košice, Geol. prieskum, 55 - 70.*

Vitásek, A., Bláha, M. & Molák, B. 1989: Scheelitové zrudnenie na niektorých slovenských mastencových ložiskách. *In: Zborník Scheelitová mineralizácia v Československu. Banská Bystrica, 87 - 90.*

Structural and metallogenetical presumptions of the scheelite metallogeny in the SE part of the L. Tarta Mts.

Results of structural and geological research of the SE part of L. Tarta Mts., namely in the area of ore field Jasenie - Kyslá allow to reconstruct the following succession of the tectonometamorphic, magmatic and metallogenetic events:

Before the Late Silurian the protolith has passed through two metamorphic stages. During the first, the Cadomian (?) deformation phase D_0, volcanosedimentary sequences of the protolith have been metamorphosed upon conditions of green schist facies and simultaneously deformed into steeply dipped cleavage tectonites (Fig. 1). During the Early Caledonian (?) deformation phase D_1 the sequence has been submerged into deeper levels or a thermal gradiend has rised up and, consequentionally, the sequence has been metamorphosed in the conditions of the amphibolite fa cies. According to quartz, hornblende and biotite preferred orientation the metamorphose has had a mimetic nature, and more or less has been accompanied by catch crystallization phenomena (Fig. 2).

An uplifting of the area during the earliest D_2 stage of the Hercynian period has been followed by its intensive heating and then by Latiborská hoľa granite intrusion accompanied by nebulite migmatite, pegmatite (330 M.g.) and aplite formation. Still before granitization a tectonic activity has caused a brittle-ductile reactivation of the shear zone and origin of important secondary structures namely of N-S direction. The quartz-scheelite mineralization (Fig. 3) took place after granitization (305 M.g.).

The Alpine deformation phase D_3 has a polygenetic nature. After deposition of the Permian rocks and Early Triassic quarzites earlier E-W structures have been reactivated (110-108 m.g.). A change of strain field has caused an origin of shear planes S_3. The S_3 planes intersect the pre-Alpine structure at NE-SW direction (83 M.g.). Scheelite mineralization has been remobilised and penetrated into the Alpine structures or it is genetically bounded to deeper sources of siderite formation (Fig. 4).

Mineralia slovaca, 25 (1993), 323- 326

Nové poznatky o metalogenéze Čiernej hory

STANISLAV JACKO a BARTOLOMEJ BALÁŽ

Katedra geológie a mineralógie Baníckej fakulty TU, Park Komenského 15, 043 84 Košice

(Doručené 4.6.1993)

New knowledge about the Čierna hora Mts. metallogenese (Western Carpathians)

Ore mineralization development within the Čierna hora Mts. Veporic region (Eastern Slovakia) has been completed during nine mineralization periodes belonging to five ore formation stages. The Variscan origin (360 - 376 M. y.) of some galenas from hydrothermal veins located inside metamorphic suite of the region is based on results of Stacey and Kramer´s model age.

All vein ore bodies within the region are undoubtedly of the Alpine, post Middle - Cretaceous age. Such the consequence implies from their deposition at both lithostratigraphically documented structures and also within the Triassic and Jurassic sequences.

Key words: Čierna hora Mts., Veporic region, ore mineralization, Variscan relicts, Alpine structures

Úvod

Pri komplexnom výskume veporika Čiernej hory a priľahlého úseku gemerika sa podarilo objasniť aj základné otázky hydrotermálnej mineralizácie tohto územia, najmä:

1. spresniť paragenetické vzťahy a škálu metalogeneticky významných minerálov a prvkov (Zábranský in Jacko et al., 1975; Jacko et al., 1984a);
2. objektivizovať principiálne faktory priestorovej a štruktúrnej distribúcie hydrotermálne mineralizovaných štruktúr, ich väzieb na tektonometamorfné etapy vývoja územia a sčasti aj topominerálne vzťahy metalogenézy územia k jej substrátu (Jacko, 1983, 1988; Jacko et al., 1984a, b; Jacko a Petrík, 1987).

Výsledkom prác je poznatok o alpínskom veku hydrotermálnej mineralizácie, o jej prítomnosti v horninách kryštalinika, obalového permu, triasu a jury, sčasti (nepriamo - zo šlichovej a aluviálnej metalometrie) aj paleogénu a o jej väzbách na razenie vrchnokriedových a mladších štruktúr územia (obr. 1).

Sukcesia metalogenézy

V ostatnom období po detailnom štúdiu štruktúrnych a paragenetických vzťahov na 60 lokalitách vo veporiku Čiernej hory (okrem oblasti Sľubice) Baláž (1992) podstatne spresnil paragenetické relácie hydrotermálnej mineralizácie v tomto území a preukázal jej geneticky komplexnejší vývoj. Na základe tohto výskumu možno vo veporiku Čiernej hory vyčleniť päť nasledujúcich metalogenetických etáp s deviatimi mineralizačnými periódami.

Schéma sukcesie

1. Exhalačno-sedimentárna etapa

1.1. kremeňovo-sulfidická perióda:
kremeň I, baryt I, galenit, sfalerit, tetraedrit, pyrit I

2. Hydrotermálna etapa

2.1. kremeňovo-sideritová perióda:
kremeň II, siderit, pyrit II, chalkopyrit I

2.2. kremeňovo-sulfidická perióda:
kremeň III, pyrit III, chalkopyrit II, magnetit

2.3. kremeňovo-turmalínová perióda:
kremeň IV, turmalín, ± molybdenit, ± U minerály

3. Tektonometamorfná etapa

3.1. perióda redepozície minerálov:
kremeň I, baryt I, galenit, sfalerit, tetraedrit, pyrit I

3.2. kremeňovo-barytová perióda:
kremeň V, baryt II

3.3. kremeňovo-spekularitová perióda:
kremeň VI, spekularit

4. Hydrotermálna etapa

4.1. scheelitovo-kassiteritová perióda:

(doložená len z výsledkov aluviálnej metalometrie)
scheelit, kassiterit, cinabarit, ± Au, ± Mo, ± Ag, ± Sb

5. Zvetrávacia etapa

5.1. perióda sekundárnych minerálov:
akantit, freibergit, hematit, martit, malachit, limonit, psilomelán, pyroluzit, stefanit (?)

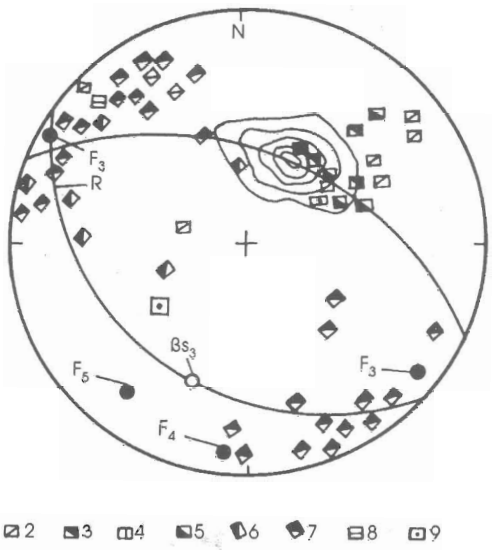
Kremeňovo-antimonitovú periódu (kremeň - antimonit ± jamesonit ± berthierit ± rumelka) vyvinutú v strednotriasových dolomitoch a v jurských vápencoch na Diane nemožno pre neprístupnosť lokality a nedostatok materiálu do predloženej sukcesívnej schémy zaradiť, aj keď sa podľa doterajších poznatkov zdá (cf. Zábranský, l. c.), že patrí do záverečných mineralizačných období. Podľa výsledkov aluviálnej metalometrie (Jacko et al., 1984a) do najmladšej, veľmi pravdepodobne neogénnej periódy mineralizácie patrí asociácia scheelit - kassiterit - rumelka ± zlato ± Mo, ± Ag ± Sb, ktorá má regionálne rozšírenie a preukázateľne sa vyskytuje aj v priľahlých oblastiach centrálnokarpatského paleogénu.

Diskusia

Z uvedenej sukcesie metalogenézy veporika Čiernej hory je zrejmý jej polygénny charakter. Navyše litostratigrafické aj štruktúrne väzby mineralizácie jednoznačne poukazujú - ako sme už uviedli - na alpínsky vek jej terajších výskytov. Ale vzhľadom na klasický vývoj variského orogénu v Západných Karpatoch treba brať do úvahy aj jeho metalogenetický potenciál. V tomto smere sa žiada analyzovať metalogenetické perspektívy protolitu metamorfitov variskej regionálnej metamorfózy kryštalinika a jeho plutonitov, resp. aj ďalšie aspekty.

Protolit metamorfitov kryštalinika Čiernej hory neobsahuje také metalogeneticky priaznivé horizonty, ako sú polohy čiernej bridlice, ale jeho organickým elementom boli tholeiitové bazalty a veľmi pravdepodobne aj keratofýry (Jacko et al., 1984). S týmto vulkanizmom pravdepodobne súviseli aj dispergované prejavy exhalačnosedimentárnej etapy doložené izotopovým rozborom Pb dvoch vzoriek galenitu z lodinského komplexu pri Margecanoch metódou Staceyho a Kramersa (1975) s modelovým vekom 370 a 376 mil. rokov (obr. 2). Z obidvoch diagramov obr. 2 je evidentná časová afinita analyzovaného galenitu k hydrotermálnemu galenitu z Pb-Zn ložísk tatrika a veporika a k siderito-sulfidicko-antimonitovej mineralizácii v Spišsko-gemerskom rudohorí.

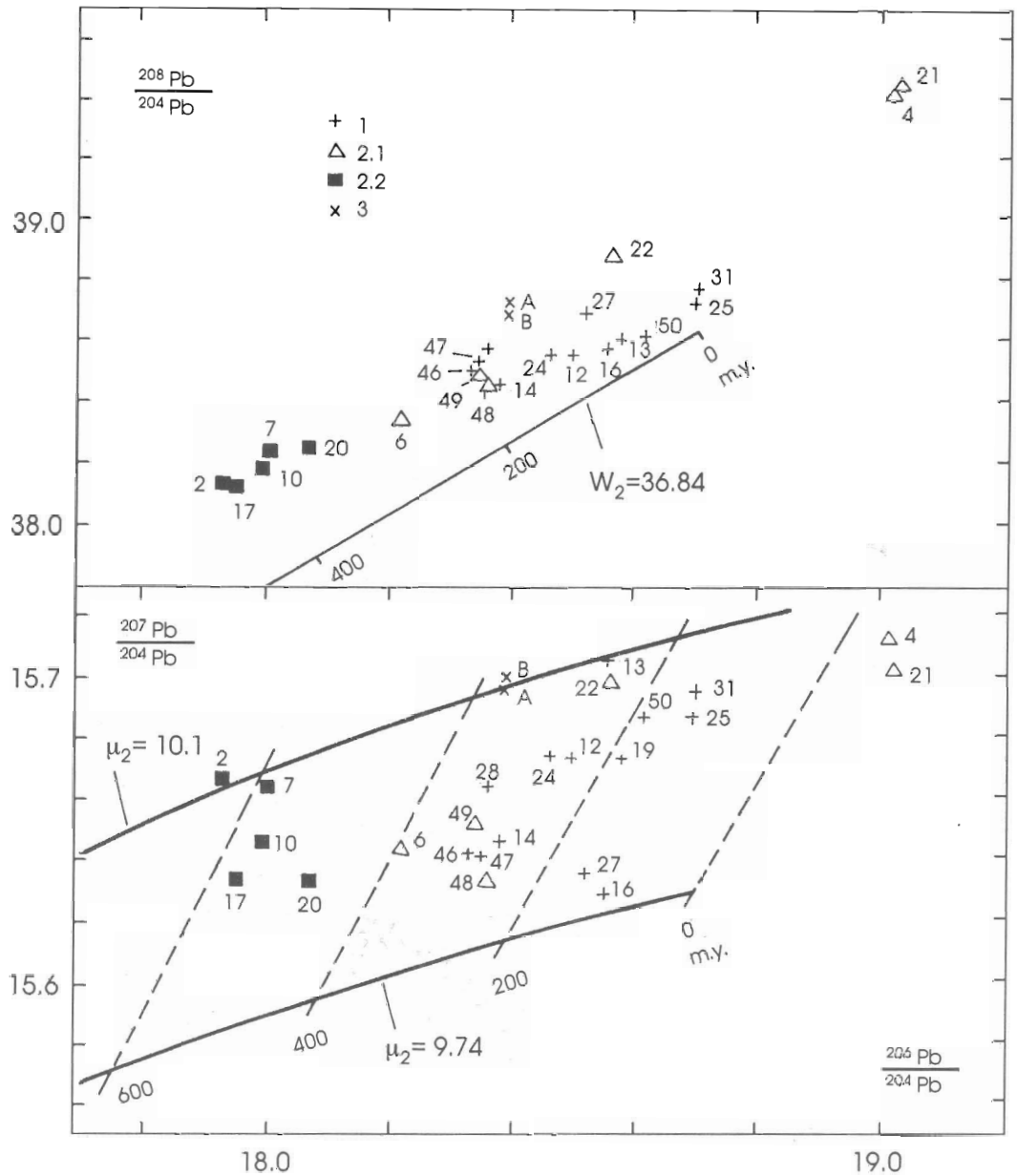
Genetickú väzbu vyčlenenej (1.1) mineralizačnej periódy na sedimentárno-exhalačnú etapu potvrdzujú aj relikty analogických textúr z analyzovaných rudných výskytov, najmä galenitu, sfaleritu, tetraedritu, pyritu, barytu a kremeňa, ktoré navyše vystupujú aj vo výplni mm - cm priečnej žilky. Varisky metamorfnú akumuláciu dispergovaného zrudnenia prvej etapy nemožno doložiť. Všetky tri komplexy kryštalinika Čiernej hory boli varisky regionálne metamorfované v amfibolitovej fácii. Ako sme už upozornili, nadfónový obsah Sb - Au - (Ag) kontrolujú iné faktory, ako je priebeh a zonalita variskej metamorfózy.



Obr. 1. Priestorové vzťahy základných štruktúr alpínskej stavby a mineralizovaných systémov v Čiernej hore a Sľubici. Izolínie (3 - 10 - 20 - 30 - 35 % - 26 maxím z čiastkových okrskov pásma Čiernej hory a zo severného okraja gemerika) 753 údajov generálnej pozície S_3 plochy s pásmovým oblúkom disperzie plôch S_3. F_3 - F_5 - generálna pozícia vrásových osí deformačného štádia D_3 - D_5 . R - ryhovanie na projekcii čiastkovej dislokácie v prešmykovej zóne Bujniska. Póly: 1 - mineralizovaných štruktúr, 2 - kremeňových žíl, 3 - kremeňovo-sideritových (ankeritových) žíl, 4 - kremeňovo-turmalínových žíl, 5 - kremeňovo-sulfidických žíl, 6 - kremeňovo-barytových žíl, 7 - kremeňovo-hematitových žíl, 8 - kremeňovo-antimonitových žíl, 9 - kremeňovo-molybdenitových žíl.
Fig. 1. Spatial relationships of main elements of Alpine structure and mineralized structural sets within the Čierna hora and Sľubica Mts. Contours, 3 - 10 - 20 - 30 - 35 %. Constructed from 26 subfabric maximes of the Čierna hora Mts. and the northern margin of the Gemeric unit, which altogether represent 753 data of general space position of S_3 plane. F_3 - F_5 general space position of folds axis of D_3 - D_5 deformational stages. R - striation on the great circle of the dislocation subparallel with the Bujnisko upthrust zone located inside it. Poles: 1 - mineralized structures, 2 - quartz veins, 3 - quartz - siderite (ankerite) veins, 4 - quartz - tourmaline veins, 5 - quartz - sulphide veins, 6 - quartz - baryte veins, 7 - quartz - hematite veins, 8 - quartz - antimonite veins, 9 - quartz - molybdenite veins.

Granitoidy Čiernej hory geotektonicky patria prevažne medzi granitoidy ostrovného oblúka, len priemetné body analýz leukogranitu zo západnej časti územia zapadajú do poľa synkolíznych granitov, a to tesne nad hranicu s granitoidmi ostrovného oblúka (Jablonská, 1992).

Varisky potenciálne väzby zrudnenia v metamorfitoch lodinského komplexu, teda s jednotkou, v ktorej je zrudnenie najviac zastúpené, nemožno spájať s granitoidmi komplexu Bujanovej, pretože ten je mladovariským prikrovom (Jacko a Zacharov, 1992). Pokiaľ ide o leukogranity z miklušovského komplexu, tie patria do geotektonicky prechodného typu granitov ostrovného oblúka a synkolíznych granitov. Z posledných Kantor K/Ar metódou určil rádiometrický vek 259 mil. rokov.



Obr. 2. Evolučný diagram izotopového zloženia olova podľa Staceyho a Kramersa (1975) niektorých výskytov zo Západných Karpát (podľa Černyševa et al., 1984, upravené a doplnené). 1 - galenit z tatroveporíd, 2.1 - galenit zo sideritovo-sulfidickej a antimonitovej formácie gelnickej skupiny, 2.2 - syngenetická rudná formácia gelnickej skupiny, 3 - galenit z Čiernej hory, A - vzorka č. 15, B - vzorka č. 20.

Fig. 2. Evolution diagram of the lead isotopic composition (Stacey-Kramers, 1975) from some West Carpathian occurrences (according to Tschernyshew et al., 1984, modified and supplied). 1 - galenas from Tatric and Veporic units, 2.1 - galenas from siderite - sulphide and antimonite formations, the Gelnica Group, the Gemeric unit, 2.2 - the syngenetic ore formation of the Gelnica Group, 3 - galenas from the Čierna hora Mts. A - sample No. 15, B - sample No. 20.

Hoci výlučne granitový model vzniku žilnej mineralizácie na Západné Karpaty ťažko aplikovať, s generovaním týchto granitov by bolo možno spájať nadfónový obsah Cu, Pb, Zn, Fe ± Ag ± Sn ± Mo ± W v bezprostredných aureolách niektorých z týchto telies, ako to dokumentujú výsledky aluviálnej metalometrie. Upozorňujeme však na to, že v blízkosti týchto telies nie je okrem kremeňovo-spekularitovej periódy nijaká iná žilná mineralizácia. Na druhej strane anomálny obsah uvedených prvkov je známy aj z mladších útvarov.

Z genetického pohľadu je pozoruhodná kremeňovo-barytová paragenéza (perióda 3.2) tektonometamorfnej etapy, ktorá tvorí vyhranenú asociáciu na štruktúrach smeru SZ - JV (obr. 1). Vyskytuje sa takmer výlučne na priamom, resp. veľmi pravdepodobnom styku (prikrytom napr. paleogénom) s permskými, resp. spodnotriasovými

súvrstviami. Z toho aj v priľahlom Spišsko-gemerskom rudohorí veľmi rozšíreného vzťahu vyplýva i možný katalyzujúci efekt permských, resp. spodnotriasových paleohydroterm pre vývoj príslušnej paragenézy.

Záver

Metalogenéza Čiernej hory má polygénny vývoj. Podľa modelového veku olova z galenitu a reliktov vrstvovitých textúr jej prvé prejavy spájame s exhalačnými procesmi viažucimi sa na synsedimentárny vulkanizmus protolitu metamorfitov kryštalinika. Lokálne nadfónový obsah niektorých prvkov môže súvisieť s formovaním a depozíciou leukogranitov miklušovského komplexu. Zrudnené žilné štruktúry sú nepochybne produktom alpínskych tektonometamorfných a hydrotermálnych procesov. Spodný časový interval hydrotermálnej mineralizácie je limitovaný vrchnokriedovým razením prešmykových zón margecianskeho typu. Najstaršia, kremeňovo-sideritová perióda využila smerné - periférne štruktúry prešmykových zón najmä v oblasti ich križovania sa s regionálnymi priečnymi zlomami smeru SV - JZ. V postpaleogénnej transformácii zón na prevažne sinistrálne šikmé posuny bola mineralizácia tejto periódy intenzívne kataklázovaná. Minerálne paragenézy mladších periód sa prednostne vyvinuli na subvertikálnych štruktúrach smeru SV - JZ, menej na smerných disjunktívach (SZ - JV).

Literatúra

Baláž, B. 1992: Paragenetické pomery a štruktúrna väzba zrudnenia v pásme Čiernej hory a v Banisku. *[Kandidátska dizertačná práca.] Manuskript - archív KGaM BF TU Košice, 131.*

Jablonská, J. 1992: Mineralizácia spojená s granitoidmi Čiernej hory. *[Kandidátska dizertačná práca.] Manuskript - archív KGaM BF TU Košice, 211.*

Jacko, S. 1978: Litologicko-štruktúrna charakteristika centrálnej časti pásma Čiernej hory. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 3, 185 - 192.*

Jacko, S. 1983: Vplyv geologického prostredia na vývoj zrudnenia v pásme Čiernej hory. *In: J. Gubač (Ed.): Vplyv geologického prostredia na vývoj zrudnenia. GÚDŠ Bratislava, 125 - 133.*

Jacko, S. 1988: Postavenie Braniska a Čiernej hory v kontexte centrálnych Západných Karpát. *Zbor. vedec. prác VŠT v Košiciach, 173 - 185.*

Jacko, S. et al. 1975: Záverečná správa výskumnej úlohy II - 8 - 4/7. Manuskript - archív KGaM BF TU Košice, 150.

Jacko, S. et al. 1984a: Štruktúrno-metalogenetická štúdia Braniska a Čiernej hory. *[Záverečná správa.] Manuskript - archív KGaM BF TU, 295.*

Jacko, S. et al. 1984b: Nález barytového zrudnenia v Čiernej hore. Mineralia slov., 16, 3, 277 - 283.

Jacko, S. & Petrík, I. 1987: Petrology of the Čierna hora Mts. Granitoid Rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 5, 515 - 544.*

Jacko, S. & Zacharov, M. 1992: Main structural Features of the Eastern Part of the Veporicum Unit - Čierna hora Mts. (West Carpathians). *ALCAPA Conference, Terra Nova abstr. Suppl., 4, 34 - 35.*

Stacey, J. S. & Kramers, J. D. 1975: Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two - stage Model. *Earth. Planet. Sci. Lett., 26, Elsevier, Amsterdam, 207 - 221.*

New knowledge about the Čierna hora Mts. metallogenese (Western Carpathians)

The Alpine hydrothermal processes have been formerly considered as the only metallogenic source within the Čierna hora Mts. Veporic region. Two lead isotopic analyses from galenas occurred in hydrothermal veins located within the central part of metamorphic suites of the region have given a model age 360 - 376 M. y. - based on Stacey - Kramer's (1975) model.

Moreover relics of sedimentary structures have been find within analysed samples. On the other hand veins of quartz - baryte paragenese show a very close space affinity to the Permian as well as Lower Triassic rocks.

On the base of these facts we suppose that metallogenic history of the region is more compound then has been formerly explained. Nine ore mineralisation periodes belonging to five ore formation stages (two of them are very probably of the variscan age) have been recognised within it.

The galena model age probably indicates some exhalation sedimentary ore exsolutions connected with basalt - keratophyre volcanism of the pre-metamorphic volcano-sedimentary sequences of the metamorphites. As regards quartz-baryte paragenese, its close space connections with the Permian and/or Lower Triassic rocks indicates a possibility of a participation of paleohydrotherms of the mentioned age at its final formation.

All vein ore bodies within the region are undoubtedly of the Alpine, post Middle - Cretaceous age. This conclusion is supported by their presence at lithostratigraphically documented structures as well as by the deposition of ore vein bodies within the Triassic and Jurassic rocks.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 327- 340

Zlatá mineralizácia strižných zón pri Uderinej, jz. časť veporického kryštalinika, stredné Slovensko

ĽUBOSLAV MAŤO[1] a VIERA MAŤOVÁ[2]

[1]Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica
[2]Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Kynceľova 10, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 21. 6. 1993)

Gold mineralization of shear zones of the Uderiná prospect, southwestern part of the Veporicum crystalline complex, Central Slovakia

In the Uderiná prospect area, the occurrence of gold mineralization was found in the upper weathered horizon of the auriferous shear zones. The gold mineralization is hosted in quartz+albite and quartz-carbonate lenses, especially in the mylonitic bands there are highest contents of Au (> 1000 ppm). The gold, mostly in form an abundant Au-Hg-Ag alloy formed nuggets. Two main types of the Au-Hg-Ag alloys were identified: dominate 1th type with a mean composition (wt. %) 86.58 % Au, 8.7 % Hg, 4.41 % Ag, 2nd type (69.4 % Au, 16.56 % Ag, 13.39 % Hg) and accessory gold-leaves with a mean composition 92.75 % Au, 3.89 % Hg, 3.35 % Ag. The alloys occur mainly as nuggets (to 15 mm in diam.), and there is also present minor amount of gold as „invisible" gold in pyrite. The compositional variation reflects extensive solid-solution in the extrapolated stability field for the α-phase in the system Au-Ag-Hg. High-contrast back-scattered electron photograps revealed compositional heterogeneities of some grains. According to ascertained successive relations the Ag-Hg rich compositions formed later in the paragenetic sequence. In the mineral assemblage with Au-Hg-Ag alloy occurs in minor amounts: chalcopyrite, pyrite, sphalerite (content of Hg ranges up to 2 wt. %) and tetrahedrite (content of Hg ranges up to 10 wt. %); pyrite, chalcopyrite, bornite, cinnabar and silver amalgam were formed by dissolution of tetrahedrite.

The mineralization has had polyphase character and was controlled by successive deformation events, evolving from brittle-ductile to brittle. The supergene alteration that strongly affected auriferous shear zones undobtedly caused selective desintegration of the gold-bearing mineralization, accompanied by an increasing in size of the gold particles, with the appearance of mercuriferous nuggets of Au-Hg-Ag alloy.

Key words: Au-Hg-Ag alloy, gold, „invisible" gold, mineral composition, auriferous shear zones, Uderiná prospect, Veporicum crystalline complex, Slovakia

Úvod

Z juhozápadnej časti veporického kryštalického komplexu v okolí Lovinobane sú zdokumentované mnohé staré banské diela, ktorými sa podľa archívnych údajov už v 13. stor. ťažilo zlato, striebro a meď. Malé výskyty - „ložiská" s chudobnejším zrudnením (Ag do 30 $g.t^{-1}$, Cu do 3 %; Žigo et al., 1986), resp. systémy kremeňových a kremeňovo-ankeritovo-sideritových žíl s chalkopyritom, tetraedritom, oxidmi Fe, zlatom a striebrom sa podľa požiadaviek na kvalitu zrudnenia exploatovali striedavo do konca 18. stor., oxidy Fe ešte začiatkom 20. stor. (Žilák, 1983).

Zvýšený obsah Au a Hg zistený šlichovou a geochemickou prospekciou v okolí Uderinej pri Lovinobani (20 km na SZ od Lučenca) inicioval roku 1987 vyhľadávací prieskum Au-Hg mineralizácie. V prospekčnej oblasti (plocha cca 20 km^2) sa doteraz zrealizovala šachtica ŠU-1 a 2 (hlboké 20 m), sieť plytkých vrtov (hlboké 20 m) a vrt VUZ-1 a 2 (hlboké 300 m) a z nich sú nové údaje o litologickom zložení hornín, metamorfóze, tektonickej schéme a mineralogických pomeroch. Získané poznatky sú v niektorých aspektoch kontroverzné s doterajšími názormi na celkovú stavbu tejto časti veporického kryštalinika.

Na Slovensku sa zlato s obsahom ortuti vyskytuje zriedka. Opísaný je napríklad mineralogický výskyt elektra s obsahom Hg do 3 hmot. % v epitermálnych Au-Ag žilách v kremnickom rudnom poli (Maťo, 1989), zlato s obsahom Hg 5,65 hmot. % v Rudňanoch (Antal, 1993) a zlato s obsahom Hg 24,79 hmot. % (iba semikvantitatívne stanovenie) z ložiska Rákoš (Miškovic, 1987).

V tomto príspevku, ktorý je prvý zo série informácií z výskumu zlatej mineralizácie v jz. časti veporického kryštalinika, je opísaný výskyt a mineralogický charakter Au-Hg-Ag intermetalickej zliatiny (ďalej len IN.ZL.) z prospekčnej oblasti pri Uderinej.

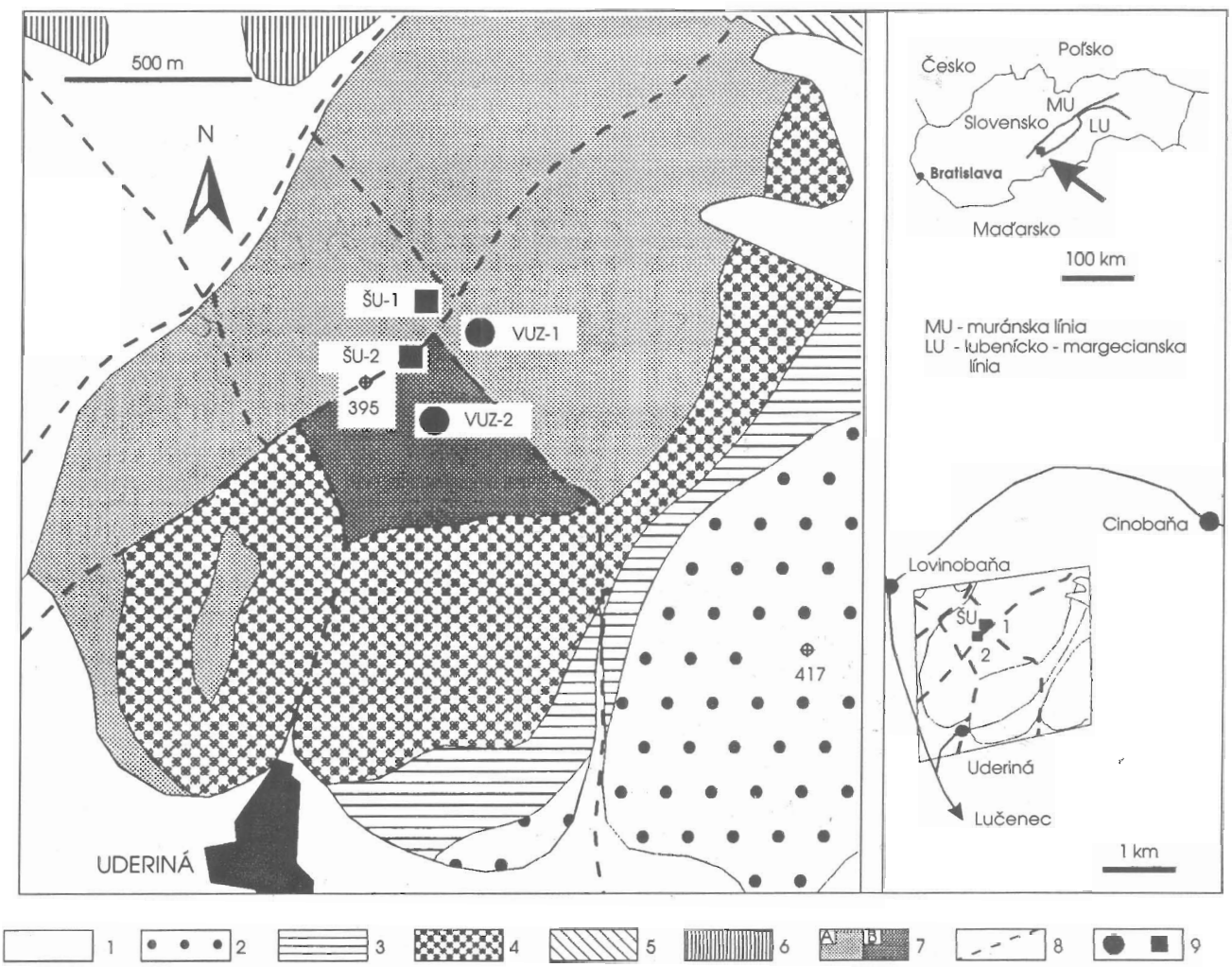
Charakteristika geologických pomerov skúmanej oblasti

Geologickú stavbu juhozápadného veporického kryštalinika opisuje rad autorov, napr. Biely (1955, 1961), Zoubek (1957), Klinec (1966, 1971), Klinec et al. (1975), Vozárová a Vozár (1982, 1988) a Bezák (1988, 1991). Prospekčná oblasť v litologicky pestrej stavbe juhozápadnej časti veporického kryštalinika reprezentuje „segment", na ktorého stavbe sa zúčastňujú viaceré komplexy meta-

morfitov (obr. 1). Jeho prevažnú časť buduje amfibolitový komplex, ktorý je z prospekčného hľadiska najperspektívnejší; v jeho jv. časti v nižšom podiele vystupujú aj pararuly, svory a rozličné variety fylitov: albiticko-sericitickochloritické, chloriticko-sericiticko-karbonatické (ankerit + siderit). Pestrý horninový komplex pričlenený k lovinobanskému (Bezák, 1988) predstavuje prevažne metamorfované produkty bázického magmatizmu v podmienkach fácie zelených bridlíc až spodnej amfibolitovej fácie.

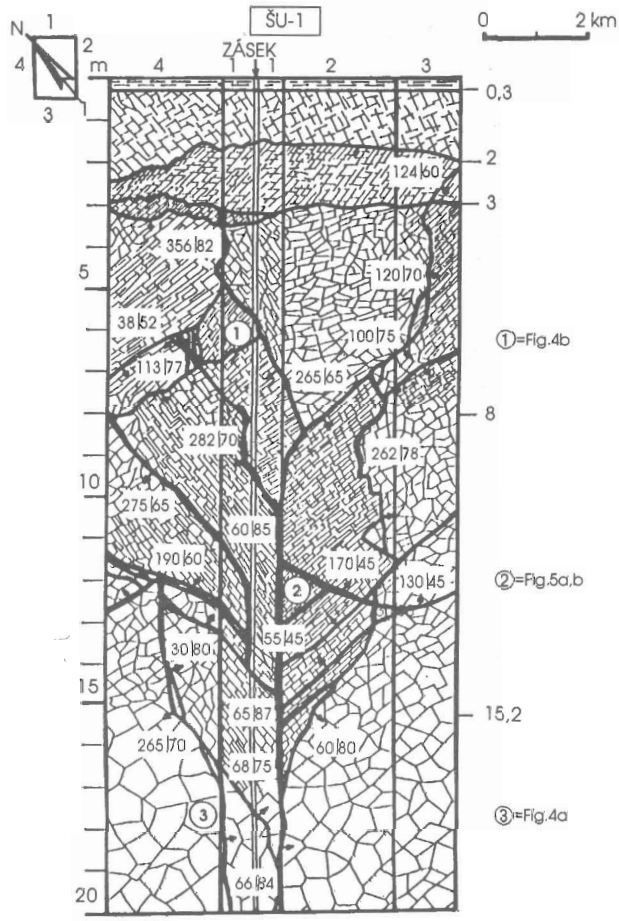
Tektonická schéma oblasti

V morfologicky nevýraznom amfibolitovom komplexe, ktorý je takmer bez odkryvov, overila geofyzika viaceré zlomové systémy. Geomorfologicky najvýraznejšie sú systémy so smerom SV-JZ a SZ-JV; prvý ohraničuje, resp. pozdĺžne preniká amfibolitovým komplexom a prejavuje vzťah k regionálnym štruktúram (je paralelný s muránskou a divínskou zlomovou zónou), druhý je priečny, segmentuje amfibolitový komplex do viacerých blokov. Ich dominantné postavenie v rámci amfibolitového komplexu vyplynulo aj zo štruktúrnych meraní v prieskumnej šachtici ŠU-1 a ŠU-2; tie sú situované v centrálnej časti komplexu, v ktorej sa tieto zlomové systémy križujú. Amfibolitový komplex v tejto časti intenzívne postihli disjunktívne deformácie, ktoré porušujú kohéziu hornín. Početné poruchy pozorované v stenách obidvoch šachtíc sú paralelné až subparalelné so smermi obidvoch hlavných zlomo-



Obr. 1. Situačná geologická mapa prospekčnej oblasti v okolí Uderinej, JZ. časť veporického kryštalinika s lokalizáciou prieskumných šachtíc a vrtu (prevzaté z práce Bezáka, 1988; upravené a doplnené). 1 - kvartér, 2 - séria foederata - metasedimenty, kvarcity (spodný trias), 3 - rimavské súvrstvie - metapieskovce, droby, arkózy (perm), 4 - slatvinské súvrstvie, pieskovce (karbón), 5 - kráľovohoľský granitický komplex, 6 - svory a pararuly Ostrej, 7 - lovinobanský komplex: A - amfibolity, B - pararuly, 8 - strižná zóna, 9 - prieskumný vrt a šachtica.

Fig. 1. Situational geological map of the prospect area near Uderiná, SW part of Veporicum crystalline complex with prospect hole and pit localization (according to Bezák, 1988; modified and completed). 1 - deluvium, 2 - Foederata unit - metasediments, quartzites (Low Triassic), 3 - Rimava formation - metasandstones, greywackes, arcoses (Perm), 4 - Slatvina formation, sandstones (Carboniferous), 5 - Kráľova hoľa granitic complex, 6 - Ostrá mica schists and paragneisses, 7 - Lovinobaňa complex, A. - amphibolites, B. - paragneisses, 8 - shear zone, 9 - prospect hole and pit.



Obr. 2. Pozdĺžny geologický rez šachticou ŠU-1. Evidentná je intenzívna deformácia amfibolitu v okolí disjunktívnych porúch. Krúžky 1-3 korešpondujú s obr. 4a, b a 5a, b.
Fig. 2. Cross section of the prospect pit ŠU-1, evidentis intensive deformation of amphibolite close to disjunctive structures, circles 1-3 correspond with Fig. 4a, b and 5a, b.

vých systémov a majú strmý až mierny sklon. Okrem týchto dominantných porúch možno pozorovať aj poruchy ďalších smerov (S-J a V-Z), ktoré dotvárajú zložitý charakter deformácie amfibolitového komplexu (obr. 2).

Z hľadiska výskytu zlatej mineralizácie sa zdá najvýznamnejším práve systém paralelných až subparalelných porúch so smerom SV-JZ a s miernejším sklonom do 45° na JV a poruchy so smerom SZ-JV a so strmším sklonom (do 70°) na S a J. V úzkych, niekoľko cm až dm mocných poruchách (s doposiaľ neoverenou smernou dĺžkou) vyplnených kremeňom + albitom a karbonátmi sú evidentné prejavy rupturálnej a rupturálnoplastickej deformácie. Tieto mineralizované strižné zóny s dobre vyvinutou mylonitovou bridličnatosťou vystupujú na povrch a sú intenzívne zvetrané. Ich najvrchnejšiu úroveň vypĺňa ílové rezíduum, ktoré je zrejme produktom rupturálneho štádia deformácie a hypergénneho zvetrávania.

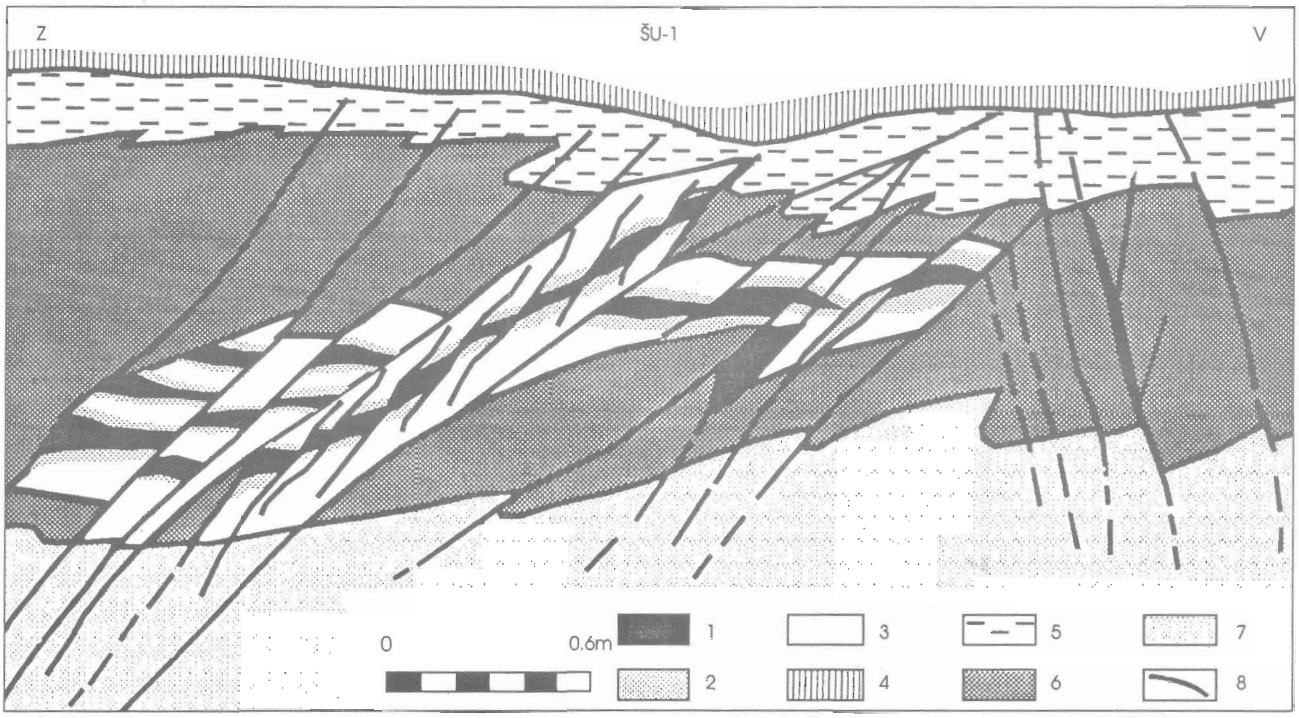
Kremeňová+albitová a kremeňovo-karbonátová výplň týchto strižných zón formuje „kaskádovité" usporiadané šošovkovité telesá (obr. 3), ktorých matrix tvorí mozaika mikrofraktúr (obr. 4b). Dešifrovať kinematickú históriu týchto mineralizovaných strižných zón a objasniť chronológiu procesu formovania mineralizácie vo vzťahu k deformačným eventom je cieľom súčasného výskumu.

Petrografická charakteristika a premeny

V analogických zlatonosných strižných zónach sa vo svete opisujú charakteristické alteračné zóny, ktoré sú kontrolované štruktúrami do hlbších úrovní (Philips a Groves, 1986; Bonnemaison, 1986; Nesbitt et al., 1989). V týchto štruktúrach sa postupne zväčšovala priechodnosť pre hydrotermálne fluidá a v dôsledku kombinovaného pôsobenia deformácií a cirkulácií fluid horniny podstúpili intenzívnym premenám (Bonnemaison a Marcoux, 1987, 1990). Dešifrovať premeny je dôležité na určenie charakteru a intenzity hydrotermálneho procesu, resp. genézy drahokovového zrudnenia v týchto systémoch.

Intenzita premien sa výrazne zvyšuje smerom do stredu strižných zón. Rozsah hydrotermálnych premien značne varíruje a závisí od litologického zloženia hornín a stupňa frakturácie. Okolité horniny sú zvyčajne postihnuté premenami v rozsahu niekoľkých cm, zriedkavejšie niekoľkých m, a to v smere od šošovkovitých rudných telies. V strižných zónach sa uplatnila alterácia, ktorá postihla horniny v rozsahu až niekoľkých m a alterácie v užšom rozsahu, ktoré kontroluje systém fraktúr (Bonnemaison a Marcoux, 1987; Touray et al., 1989; Bouchot et al., 1989). V sukcesii alterácií sa rozlišuje predrudné, synchrónne so zrudnením a postrudné štádium (Caddey et al., 1991), ale presne stanoviť sukcesie premien k deformačným udalostiam je veľmi komplikované (Thomson, 1991). Najčastejším typom hydrotermálnej alterácie, ktorá sa v zlatonosných strižných zónach uplatňuje, je karbonatizácia (Sketchley, 1986; Nesbitt et al., 1989; Bonnemaison a Marcoux, 1990) včítane intenzívnej silicifikácie, albitizácie a sericitizácie (Ray et al., 1986).

V prospekčnej oblasti sa študovali premeny v rámci zlatonosných strižných zón v obidvoch šachtiach a vo vzorkách z vrtu VUZ-1 a 2. Nepremenený amfibolit je v skúmanej oblasti vzácny a vyskytuje sa iba v nedeformovanej zóne obidvoch vrtov. Hrubozrnný amfibolit tvorí Mg hornblend, albit, kremeň, titanit, ilmenit, magnetit a zriedkavejšie biotit, epidot a granát. Alterovaný a zbridličnatený amfibolit sa vyskytuje v najspodnejšej úrovni šachtice ŠU-1 a 2 (obr. 4a). Chlorit, sericit, pyrit, turmalín sú v najväčšom podiele prítomné v alterovanom hrubozrnnom amfibolite, epidot je častý v zónach obohatených biotitom, pomerne hojné sú karbonáty (ankerit, siderit, kalcit), muskovit sa vyskytuje lokálne, v akcesorickom obsahu je prítomný apatit, zirkón a rutil. V amfibolite je hustá sieť 1 - 2 mm mocných kremeňovo-ankeritovo-sideritovo-chloritových, ankeritovo-epidotovo-chloritovo-pyritových a chloritovo-sericitových žiliek. V okolí šošovkovitých telies sa zistili alteračné zóny s asociáciou: (1) kremeň - karbonát (ankerit ± siderit) - chlorit - sericit, ktoré sú synchrónne s hlavnými zrudňovacími procesmi, a (2) kaolinit + illit + IM, ktoré sa zrejme sformovali v závere minerali-



Obr. 3. Pozdĺžny geologický rez stenou šachtice ŠU-1, Uderiná. 1 - zlatonosné šošovky, 2 - hydrotermálne alteračné zóny, 3 - mylonitové štruktúry, 4 - pôdny pokryv, 5 - supergénne alterovaný amfibolit, 6 - pervasívne - masívne alterovaný a deformovaný amfibolit s kataklázami, 7 - masívny páskovaný amfibolit, 8 - disjunktívne poruchy.
Fig. 3. Cross section of wall of the prospect pit ŠU-1, Uderiná. 1 - auriferous lenses, 2 - hydrothermal alteration zones, 3 - mylonitic structures, 4 - soil, 5 - supergene altered amphibolite, 6 - pervasive altered and deformed amphibolite with cataclasis, 7 - massive banded amphibolite, 8 - disjunctive structures.

začných procesov, resp. po nich. Alteračné zóny, s výnimkou cca 50 cm mocných mylonitových pásov, majú rozsah iba niekoľko cm, sú vyvinuté v bezprostrednom okolí šošovkovitých telies a obaľujú ich, alebo sú súčasťou mylonitových pásov. Amfibolit v najvrchnejšej úrovni mineralizovaných strižných zón, ako aj v ich širšom okolí je úplne dezintegrovaný.

Mineralizácia jz. časti veporického kryštalinika

Pre jz. časť veporického kryštalinika je všeobecne charakteristická absencia novších informácií, hlavne z 80. rokov, o mineralizácii tejto v minulosti extenzívne exploatovanej oblasti. Najmä v 70. rokoch metalogenetický výskum doplnil stav poznatkov o mineralizácii (Varček, 1973; Ilavský, 1976; Petro, 1973, 1977). V posledných 15 rokoch mineralogický výskum saturovala hlavne regionálna geochemická a šlichová prospekcia, ktorá v tejto oblasti iniciovala vyhľadávací prieskum viacerých lokalít.

Názory na genézu zrudnenia v jz. časti veporika sa dávnejšie sústreďujú na stratiformný a syngenetický typ. Petro (1977) vyčlenil viaceré rudné komplexy a v oblasti Lovinobane rozlíšil komplexy, v ktorých sa uplatnil alpínsky magmatizmus a metamorfóza, resp. alpínske zvetrávanie a sedimentácia. K prvému komplexu pričlenil sideritovo-ankeritovú formáciu s kremeňovo-sulfidickou mineralizáciou a zrudnenie lokalizoval do štruktúr so smerom V-Z a so sklonom na S. Miškovic (1987) opísal v oblasti styčnej zóny epigenetické zrudnenie a najmladšiu Hg-As mineralizáciu lokalizoval k regionálnym hlboko založeným tektonickým líniám.

Mineralizácia v okolí Uderinej

Súčasný výskum odhalil v skúmanej oblasti nové charakteristiky mineralizácie (Maťová, 1989). Zlatá mineralizácia sa vyskytuje vo vrchnej úrovni dvoch „zistených" cca 100 m navzájom vzdialených strižných zónach (v súčasnosti sa overuje ich smerný priebeh a mocnosť); niekoľko μ až mm veľké nuggety zlata (max. 15 mm) s obsahom ortuti sa vo zvýšenej koncentrácii vyskytujú v úrovni 11 - 15 m od povrchu. Zlato je nerovnomerne distribuované v rozsahu strižných zón a v najvyššom obsahu sa vyskytuje v mylonitových pásoch (> 1000 ppm) v bezprostrednom okolí kremeňových + albitových a kremeňovo-karbonátových šošoviek.

Šošovkovité telesá s variabilnou mocnosťou (do 50 cm) tvorí kremeň viacerých generácií: hrubozrnný intenzívne kataklázovaný a zbrekciovatený mliečnobiely kremeň (ďalej len MWQ) s nižším podielom albitu tvorí hlavnú masu, priehľadný mikrosacharoidný kremeň (ďalej len MSCHQ) s identifikovaným zlatom vypĺňa sieť mikrofraktúr v MWQ a priezračný hyalínny kremeň (ďalej len HYQ) s karbonátmi a Au + sulfidickou mineralizáciou vypĺňa hustú sieť tenučkých fraktúr, ktoré pretínajú MWQ a MSCHQ. Niekoľko cm mocné kremeňovo-ankeritovo-sideritové šošovky s takmer strmým sklonom sú

TAB. 1
Obsah Au v pyrite, magnetite a amfibolite z Uderinej stanovený AAS
Au contents in pyrite, magnetite and amphibolite from Uderiná determined by AAS

	Au (ppm)	
pyrit zo šošov. telies	21,00 - 35,04	(x = 29,41)
pyrit z amfibolitu	7,33 - 15,26	(x = 9,78)
magnetit	0,00 - 1,13	(x = 0,28)
okolitý amfibolit	0,12 - 1,95	(x = 0,96)

v šachtici ŠU-2. Hrubozrnný kataklázovaný ankerit s nepravidelnými tenkými pásikmi sideritu obsahuje vtrúsené zrudnenie.

V obidvoch šachticiach sa zistila asociácia rudných minerálov (poradie podľa zastúpenia): oxidy Fe-limonit, zlato, pyrit, magnetit, chalkopyrit, rumelka, tetraedrit, pyrotín, arzenopyrit, bornit, amalgám striebra. V kremeňovej + albitovej a kremeňovo-ankeritovo-sideritovej výplni šošoviek je vo variabilnom obsahu prítomný aj turmalín, magnetit, epidot,biotit, sericit, akcesorický zirkón, apatit a rutil. Vo vzorkách z vrtu VUZ-1 a 2 sa v kremeňovej + albitovej mase zistila vtrúsená mineralizácia v nižšej koncentrácii. V asociácii rudných minerálov je prítomný dominantný pyrit, chalkopyrit, sfalerit, pyrotín, tetraedrit, zlato, ojedinele aj arzenopyrit. Pyrit tvorí agregáty, zriedkavo aj so zlatom, alebo samostatné idiomorfné a xenomorfné zrná. Zlato je prítomné prevažne vo forme samostatných xenomorfných zŕn (<30 μm) s homogénnym zložením v MSCHQ (tab. 2, anal. 1). Jeho mikroskopické „inklúzie" sa v pyrite nepozorovali. Zvýšený obsah zlata stanovený v separovanej monominerálnej frakcii pyritu z kremeňovej výplne z hlbších úrovní indikuje, že sa jeho časť môže štruktúrne viazať aj v pyrite. To je tzv. neviditeľné zlato (tab. 1). Zvýšený obsah zlata sa zistil aj v pyrite vyseparovanom z relatívne čerstvého amfibolitu (tab. 1); obsah Hg = 0,01 - 0,02 % sa stanovil iba v dvoch vzorkách, obsah striebra je pod hranicou detekčného limitu. Celkový obsah zlata z hlbších úrovní študovanej oblasti je nízky.

Au-Hg-Ag intermetalická zliatina

Rozličné formy zlata s obsahom ortuti a Au-Ag-Hg intermetalické zliatiny (inklúzie v mineráloch, výplň fraktúr v mineráloch a interstícií, nuggety) s variabilným obsahom Hg sú známe z viacerých typov ložísk (Paar a Meixner, 1976; Pokrovskij et al., 1977; Naz'mova a Spiridonov, 1979; Ozerova et al., 1980; Basu et al., 1981; Nysten, 1986; Oberthur a Saager, 1986; Shikazono a Shimizu, 1988; Healy a Petruk, 1990).

Nuggety IN.ZL. z Uderinej s odlišným chemickým zložením (tab. 2), rozmermi (od 0,X μm do X,0 mm) a tvarom (obr. 5a, b) sa v strižných zónach vyskytujú v mylonitových pásoch, v početných puklinách a vo výplni šošovkovitých telies. Mnohé nuggety zlata s ortuťou sa zistili aj v šlichoch z okolitých potokov.

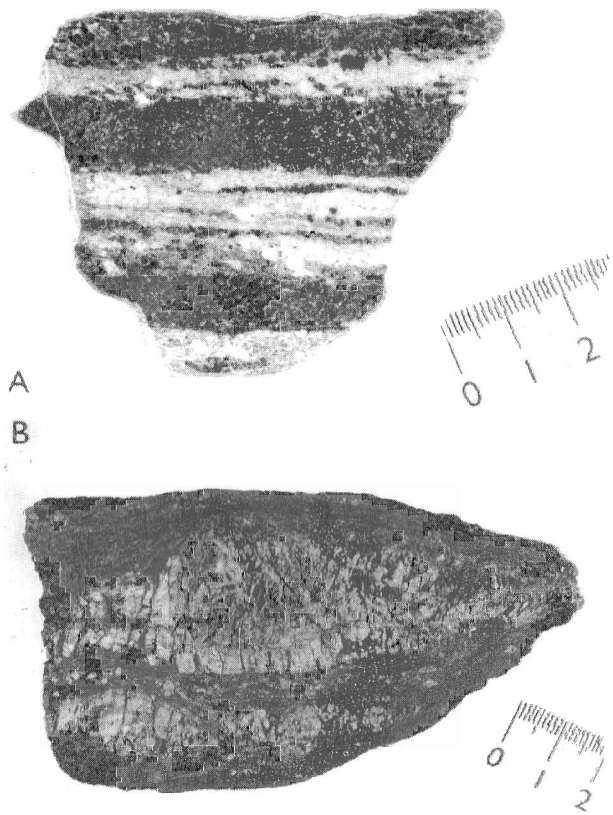
Chemické zloženie nuggetov IN.ZL. (celkove 257 analýz) zo strižných zón je prevažne homogénne. Rozdielny obsah Au, Hg a Ag je v rámci jednotlivých typov nuggetov IN.ZL., resp. aj v rámci analyzovaných zŕn toho istého typu IN.ZL. Obr. 6 ilustruje inhomogenity v nuggetoch IN.ZL. a body A, B, C korešpondujú s analýzami v tab. 2; v najsvetlejšej časti je najvyšší obsah Au a Hg nie je

TAB. 2
Rtg mikroanalýzy Au-Hg-Ag intermetalických zliatin z Uderinej (hmot. %)
Chemical composition Au-Hg-Ag alloys from Uderiná (wt. %)

	Au	Ag	Hg	Cu	Fe	Bi	Σ
1	78,89 - 83,5 81,08	15,65 - 21,1 18,41	0 - 0,09	0 - 0,13	0	0	99,49
2	82,56 - 88,97 86,58	3,62 - 5,67 4,41	6,87 - 11,84 8,7	0 - 0,07	0 - 0,5	0 - 0,62	99,69
3	69,34 - 69,45 69,4	16,34 - 16,82 16,56	13,22 - 13,7 13,39	0 - 0,07	0	0 - 0,74	99,35
A	98,99 - 99,27 99,18	0,13 - 0,39 0,29	0	0 - 0,03	0 - 0,03	0	99,47
B	92,29 - 93,0 92,5	3,58 - 3,88 3,65	3,21 - 3,35 3,29	0 - 0,02	0 - 0,34	0	99,44
C	85,59 - 87,36 86,46	3,89 - 4,0 3,9	9,35 - 9,55 9,45	0 - 0,03	0 - 0,29	0	99,81
UN	89,87 - 90,19 89,97	1,11 - 2,32 1,76	6,87 - 8,62 7,58	0 - 0,03	0	0	99,31
SA	92,34 - 94,26 93,48	4,48 - 6,47 5,97	0,51 - 0,58 0,53	0 - 0,03	0	0	99,98
PU	98,70 - 99,59 99,0	0,16 - 0,98 0,35	0 - 0,88 0,41	0 - 0,05	0	0	99,76

1 - nuggety priamo z Q-Kar. + (A1) výplne šošoviek, 2 - 1. typ Au-Hg-Ag intermetalickej zliatiny, 3 - 2. typ Au-Ag-Hg intermetalickej zliatiny, A - svetlá časť inhomogénneho zrna z obr. 6, B - tmavšia časť, C - najtmavšia časť, UN, SA, PU - nuggety Au-Hg-Ag intermetalickej zliatiny zo šlichov z okolitých potokov.

1 - nuggets from quartz-carbonate+albite filling of lenses, 2 - 1th type of the Au-Hg-Ag alloy, 3 - 2nd type of the Au-Ag-Hg alloy, A - light part of the inhomogeneous grain from Fig. 6, B - dark part, C - black part, UN, SA, PU - nuggets of the Au-Hg-Ag alloys from heavy-mineral concentrates from a near brooks.



Obr. 4. A - čiastočne alterovaný páskovaný amfibolit z dna šachtice ŠU-1, B - kremeňovo-karbonátová (+ albit) šošovka vypĺňajúca strižnú zónu, kremeňová výplň je intenzívne drvená a pozorovať hustú sieť mikrofraktúr, v okolí šošovky je dobre vyvinutá mylonitová štruktúra.
Fig. 4. A - partially altered banded amphibolite from bottom of the prospect pit ŠU-1, B - quartz-carbonate (+albite) lense filling the shear zone, quartz filling is intensively crushed and to observe a dense net of microfracture, close to lense is well-developed mylonitic structure.

vôbec prítomné (anal. A), najtmavšia časť je najbohatšia na Hg a Ag (anal. C) a svetlejšia časť nuggetu má zhodný obsah Hg a Ag (anal. B). Inhomogenity v zložení ternárnych intermetalických zliatin opísal Basu et al. (1981), Nysten (1986), Healy a Petruk (1990). Basu et al. (1981) uvádzajú, že inhomogenity môžu indikovať rozpad α-pevného roztoku počas chladnutia alebo môžu odrážať aj zmeny v aktivite Hg, Au a Ag v roztoku.

V prospekčnej oblasti sa identifikovali dva hlavné typy IN.ZL.: (1) s priemerným zložením 86,56 % Au, 8,70 % Hg, 4,41 % Ag (tab. 2, anal. 2) a (2) s 69,40 % Au, 16,56 % Ag, 13,39 % Hg (tab. 2, anal. 3). Koncentrácie prvého typu jednoznačne prevládajú a v akcesorickom obsahu s obidvoma predchádzajúcimi typmi IN.ZL. sú prítomné aj nuggety s priemerným zložením 92,75 % Au, 3,89 % Hg, 3,35 % Ag (identické s anal. B v tab. 2).

Väčšina doterajších štúdií v prírode sa vyskytujúcich intermetalických zliatin Au, Ag a Hg súvisela s Ag-Hg, Au-Hg a Au-Ag binárnymi systémami. Zistené Au-Ag-Hg intermetalické zliatiny korešpondujú s α-fázou binárnych pevných roztokov uvedených binárnych systémov, ktoré sú zoskupené do ternárneho Au-Ag-Hg systému. Basu et al. (1981) v diagrame 450 °C izotermálneho ternárneho systému vyčlenil pole stability α-fázy. IN.ZL. z Uderinej sú v diagrame zoskupené v troch poliach s minimálnym rozptylom a vzájomnou vzdialenosťou (obr. 7a). Obsah Hg vs. Au má všeobecne negatívny vzťah a Hg vs. Au (atom. %) tvorí polia, v ktorých pozorovať tendenciu mierneho zvyšovania obsahu Hg so znižovaním obsahu Au, čo zároveň indikuje substitúciu Hg za Au (obr. 7b). Tento trend opísal aj Shikazono a Shimizu (1988). Ozerova et al. (1980) zistili, že sa obsah Hg zvyšuje s poklesom teploty, a že amalgám s najvyšším obsahom Hg kryštalizoval v záverečnom štádiu rudotvorného procesu. V analýzach IN.ZL. z Uderinej sa zaznamenal trend mierneho rastu obsahu Hg so zvyšovaním obsahu Ag. Nysten (1986) konštatoval, že takýto vzťah Ag k Hg je podmienený zvýšenou rozpustnosťou Hg v koncových členoch bohatších na Ag.

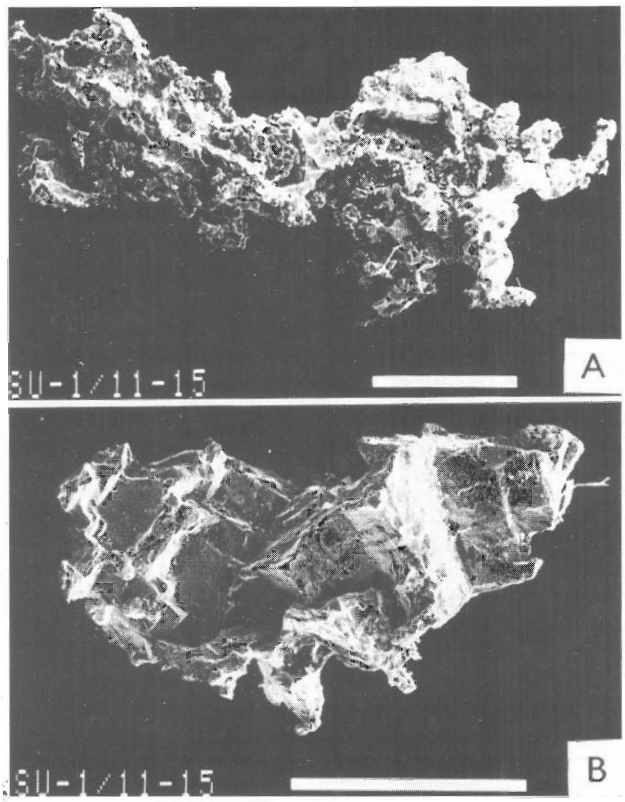
Z niekoľkých rtg mikroanalýz IN.ZL. z Uderinej je zrejmý aj antipatický vzťah Ag k Au aj Hg, čo potvrdili aj líniové profily obsahu týchto prvkov. Healy a Petruk (1990) konštatujú, že tento vzťah môže indikovať trend postupného zvyšovania obsahu Ag v záverečných členoch intermetalických zliatin tak na úkor Au, ako aj Hg.

Chemické zloženie tetraedritu a sfaleritu

Koexistencia zlata - IN.ZL. a rumelky v tých istých častiach kremeňových + albitových a kremeňovo-karbonátových šošoviek sa v prospekčnej oblasti nepozorovala. Prášková rumelka, resp. lokálne hojnejší tenký povlak na puklinách v amfibolite sa pozoroval v spodných úrovniach obidvoch šachtíc. Obsah Hg sa zistil v tetraedrite a sfalerite vo vzorkách z vrtu VUZ-1 a 2, nízky obsah Hg aj v tetraedrite vo vzorkách zo šachtíc. Reprezentatívne analýzy sfaleritu a tetraedritu sú v tab. 3 a 4; vysokoželezitý sfalerit (FeS mol. % = 15,15 - 15,88) z hlbších úrovní vrtu obsahuje priemerne 1,35 hmot. % Hg (tab. 3). Tetraedrit s vyšším obsahom Hg sa zistil v hlbších úrovniach (tab. 4, anal. L_1-D_1, obr. 8a) a tetraedrit s nízkym obsahom Hg (tab. 4, anal.

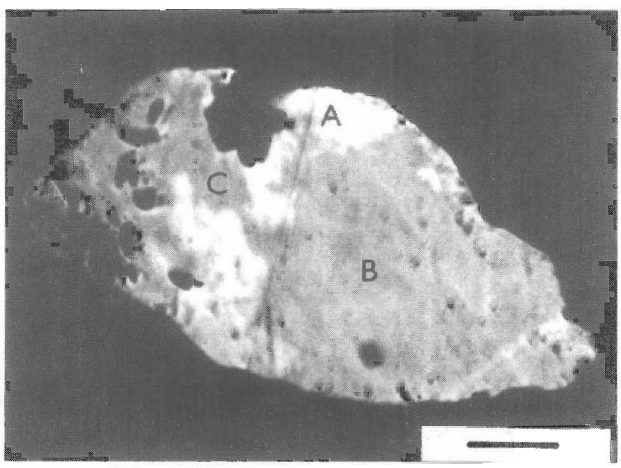
TAB. 3
Reprezentatívne rtg mikroanalýzy sfaleritu z vrtu VUZ-2 z Uderinej (hmot. %)
Representative microanalyses of sphalerite from prospect hole from Uderiná (wt. %)

	Zn	Fe	Mn	Cd	Hg	S	Σ
1	56,94	8,89	0,13	0,35	1,28	32,18	99,77
2	56,57	9,18	0,14	0,45	0,84	32,38	99,56
3	56,57	9,19	0,14	0,18	1,13	32,41	99,62
4	56,32	8,68	0,16	0,09	1,39	33,11	99,75
5	56,02	8,99	0,00	0,18	1,63	32,48	99,30
	Atómové proporcie na 2 atómy						
1	0,851	0,156	0,002	0,003	0,006	0,984	
2	0,844	0,160	0,002	0,004	0,004	0,985	
3	0,844	0,161	0,002	0,002	0,005	0,986	
4	0,836	0,151	0,002	0,001	0,007	1,002	
5	0,839	0,158	0,000	0,002	0,007	0,992	



Obr. 5. A, B - nuggety Au-Hg-Ag intermetalickej zliatiny z vrchnej úrovne strižnej zóny zo šachtice ŠU-1 z Uderinej, nuggety na obr. 5B majú dobre vyvinuté odtlačky kremeňových zŕn. Mierka na obr. reprezentuje 3 mm.

Fig. 5. A, B. - nuggets of the Au-Hg-Ag alloy from upper horizons of shear zone of the prospect pit ŠU-1 form Uderiná, nuggets in Fig. 5B have well-developed imprints of quartz grains. Scales in figure represent 3 mm.



Obr. 6. Inhomogénne zrno Au-Hg-Ag intermetalickej zliatiny. Svetlé a tmavé plochy predstavujú miesta s najväčšími rozdielmi v zložení, body A-C zodpovedajú analýzam v tab. 2. Mierka na obr. reprezentuje 10 μm.

Fig. 6. Inhomogeneous grain of the Au-Hg-Ag alloy, light and dark areas represent the highest compositional differences, points A-C represent anal. in the Table 2. Scale in Fig. represents 10 μm.

L_2-D_2, obr. 8b) je v akcesorickom množstve prítomný v šošovkách v obidvoch šachticiach. Xenomorfné zrná tetraedritu sú intenzívne kataklázované a miestami úplne deformované (obr. 8a, b). Rtg mikroanalýzy a obsah Hg študovaný v líniových profiloch cez zrná tetraedritu poukázali na intenzívnu demerkurizáciu tetraedritu pozdĺž mikrofraktúr. Tetraedrit z hlbších úrovní je intenzívne zatláčaný a pozorovať aj jeho rozpad na asociáciu chalkopyrit, pyrit, bornit, rumelka a amalgám striebra, pričom rumelka v akcesorickom obsahu tvorí výplň fraktúr a dutín v agregátoch zŕn, zhluky a drobné inklúzie (obr. 8c-f).

Charakteristika fluidných inklúzií

V kremeni a karbonátoch zo šošoviek a z vrtu VUZ-2 sa vykonalo 286 termokryometrických meraní. V tab. 5 sú súhrnné charakteristiky fluidných inklúzií. Analyzované vzorky tvoril intenzívne kataklázovaný MWQ (najstaršia generácia s malým množstvom inklúzií vhodných na meranie), MSCHQ a HYQ (mladšie generácie) a karbonáty, v ktorých dominujú fluidné inklúzie malých rozmerov (5 - 10 μm). Len zriedkavo sa pozorovali inklúzie väčšie ako 30 μm. Primárne fluidné inklúzie vystupujú izolovane alebo tvoria skupinky, sekundárne inklúzie sú často usporiadané v líniách a v zónach po vyhojených puklinách, alebo, a to zriedkavo, sú distribuované v celom objeme kremeňových a karbonátových zŕn. Formy vystupovania inklúzií sa pomerne často prekrývajú, čo sťažuje určovanie ich pôvodu. Prevažná časť fluidných inklúzií v kremeni a v karbonátoch je sekundárneho pôvodu, avšak zložením sa zhodujú s primárnymi inklúziami.

V kremeni a karbonátoch sa identifikoval: A-typ primárnych fluidných inklúzií s $H_2O + CO_2(+CH_4)$, B-typ fluidných inklúzií s H_2O bez CO_2 (alebo CH_4). A-typ fluidných inklúzií v kremeňoch sa podľa fázového zloženia člení na tri podtypy: (A_1) - inklúzie kvapalných roztokov, v ktorých je ojedinele prítomná bližšie neidentifikovaná pevná fáza, (A_2) - inklúzie obsahujú dve kvapalné fázy - kvapalný roztok a kvapalné CO_2, (A_3) - inklúzie s kvapalným CO_2, ktoré zvyčajne vystupujú syngeneticky s inklúziami vodných roztokov. Fluidné inklúzie podtypu A_1 sa vyskytujú v MWQ, v ktorom sa identifikoval pyrit s „neviditeľným zlatom", inklúzie podtypu A_2 sú prítomné v MSCHQ podobne ako zriedkavo sa vyskytujúce inklúzie podtypu A_3 v HYQ. V podtypoch fluidných inklúzií sa zistili nasledujúce priemerné hodnoty salinity a teploty homogenizácie: (A_1) = 8,5 ekv. hmot. % NaCl a T_h = 385 °C, (A_2) = 6,0 ekv. hmot. % NaCl a T_h = 305 °C, (A_3) = 4,5 ekv. hmot. % NaCl a T_h = 185 °C. V karbonátoch sú prítomné inklúzie podtypu A_2 a A_3 s takýmito priemernými hodnotami salinity a teploty homogenizácie: (A_2) = 3,5 ekv. hmot. % NaCl a T_h = 255 °C, (A_3) = 2,5 ekv. hmot. % NaCl a T_h = =165 °C. Fluidné inklúzie B-typu sú charakteristické najnižšími priemernými hodnotami salinity (2,0 ekv. hmot. % NaCl a T_h = 145 °C) a vyskytujú sa v interstíciách a zrastoch kremeňových zŕn HYQ. Sekundárne fluidné inklúzie podtypu A_1 sú prítomné v MWQ, inklúzie A_2 a A_3 sa vyskytujú aj v MSCHQ, resp. HYQ a ich charakteristiky sú v podstate identické s charakteristikami primárnych inklúzií.

TAB. 4

Reprezentatívne rtg mikroanalýzy tetraedritu z Uderinej (hmot. %)
Representative microanalyse of tetrahedrite from Uderiná (wt. %).

	Cu	Zn	Hg	Fe	S	As	Ag	Sb	Bi	Σ
L1	36,93	0,94	9,85	2,59	22,71	4,68	0,05	22,45	0,09	100,29
D1	39,24	1,04	5,22	3,17	23,71	4,85	0,05	22,96	0,14	100,38
L2	38,06	2,42	0,10	4,00	23,59	0,70	0,05	30,11	0,08	99,61
D2	38,15	2,04	0,07	5,00	23,67	3,40	0,05	27,13	0,00	99,62
LX	38,63	2,03	1,35	4,24	23,12	1,26	0,11	29,27	0,04	100,04
DX	39,21	1,17	0,53	4,91	24,09	3,79	0,07	25,63	0,06	99,45
					Atómové proporcie na 29 atómov					
L1	10,230	0,254	0,864	0,817	12,471	1,110	0,009	3,246	0,009	
D1	10,470	0,269	0,441	0,963	12,541	1,097	0,008	3,198	0,012	
L2	10,156	0,627	0,008	1,367	12,476	0,158	0,008	4,192	0,007	
D2	10,062	0,523	0,005	1,533	12,371	0,761	0,008	3,734	0,000	
LX	10,363	0,532	0,142	1,294	12,293	0,286	0,015	4,098	0,003	
DX	10,287	0,298	0,043	1,476	12,528	0,844	0,011	3,511	0,005	

L_1 - svetlá časť a D_1 - tmavá časť, anal. zodpovedajú obr. 8A, L_2 - svetlá časť a D_2 - tmavá časť, anal. zodpovedajú obr. 8B, LX a DX - priemerné analýzy.
L_1 - light part and D_1 - dark part, anal. are to be compared with Fig. 8A, L_2 - light part and D_2 - dark part, anal. are to be compared with Fig. 8B, LX and DX - average analyses.

TAB. 5

Súhrnné charakteristiky fluidných inklúzií z kremeňa a karbonátov z Uderinej
Summary characteristics of fluid inclusions form quartz and carbonates from Uderiná

Č. vz.	Miner.	Typ inkl.	Te (°C)	T_{mice} (°C)	T_{mCO_2} (°C)	T_{hCO_2} (°C)	Salinita (hmot. % ekv. NaCl)	T_{hom} (°C)
1	Q1	A1	-47,3 ~ -50,0	-10,8 ~ -4,4	-57,9 ~ -60,8	16,9 - 30,2	4,5 - 12,5	360 - 430
2	Q2	A2	-39,8 ~ -46,4	-9,2 ~ -2,7	-56,7 ~ -58,6	14,3 - 26,7	3,6 - 8,0	270 - 350
3	Q3	A3	-36,3 ~ -48,7	-7,5 ~ -1,2	-56,2 ~ -58,1	15,0 - 25,8	2,0 - 6,4	110 - 250
4	Karb.	A2	-45,6 ~ -47,3	-6,2 ~ -4,4	-49,9 ~ -56,2	15,7 - 30,2	2,6 - 5,6	185 - 290
5	Karb.	A3	-38,9 ~ -49,4	-5,0 ~ -1,5	-43,9 ~ -56,6	11,0 - 17,6	2,2 - 5,1	135 - 210
6	Q	B1	-44,4 ~ -45,9	-12,1 ~ -22,1	-	-	1,5 - 3,7	105 - 215

Údaje z výskumu fluidných inklúzií indikujú zložitú evolúciu mineralizovaných roztokov v skúmanej oblasti: (1) cirkuláciu roztokov pri vyššej teplote (400 ± 30 °C) a tlaku (~ 2,0 kbar) s nižšou koncentráciou a nižším obsahom volatilných komponentov, (2) zmiešavanie a formovanie heterogénnych roztokov s plynnou fázou bohatou na CO_2 pri nižšom tlaku (~ 0,5 kbar) a teplote (300 ± 20 °C), (3) cirkuláciu roztokov ochudobnených o volatilné komponenty pri nižšej teplote (250 - 110 °C) a nižšej koncentrácii roztokov.

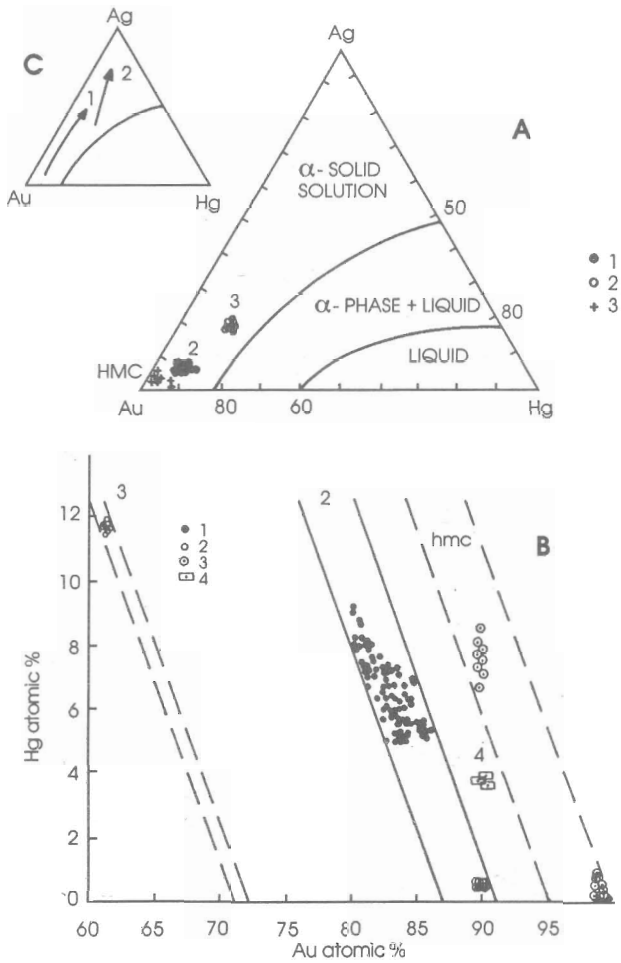
Diskusia a záver

V názoroch na genézu zlatej mineralizácie vo veporiku sa prevažne akceptuje syngenetický pôvod väčšiny výskytov a pôvod zlata sa spája s metamorfnými fluidami generovanými z hlbších úrovní alebo s remobilizáciou zo starších syngenetických zrudnení. Súčasný výskum v oblasti Uderinej poukázal na prítomnosť epigenetickej zlatej mineralizácie v strižných zlomových zónach v jz. časti veporika. Evolúciu mineralizovaných strižných zón v skúmanej oblasti demonštruje tab. 6.

Genéza tohto typu zrudnenia sa od „žilného modelu" odlišuje okrem iného v tom, že „nerudná masa" so zrudnením nie je výsledkom len „vyhojenia" fraktúr, ale sa formovala chronologicky tektonickými deformáciami, drvením, následnými impregnáciami zlatonosnými fluidami a v záverečných fázach remobilizáciou už existujúcej mineralizácie. Tento typ ložísk a výskytov s Au mineralizáciou je všeobecne častejší vo väčších regiónoch, ktoré boli tektonicky aktívne v značnom časovom intervale (Bonnemaison, 1986). Zlato sa v týchto štruktúrach viazalo v sulfidoch alebo sa vylúčilo vo forme submikroskopických častíc v bezprostrednom okolí sulfidov. Rudný potenciál zlatonosných strižných zón nedeterminuje iba koncentrácia zlatonosných sulfidov, ale aj, a to pomerne často, obsah MSCHQ a HYQ.

Bonnemaison a Marcoux (1990) v troch štádiách (v 5 periódach) charakterizovali deformačné procesy, distribúciu a transport, formovanie zrudnenia a postupné zvyšovanie koncentrácie zlata v strižných zónach a vyčlenili: rané štádium s „neviditeľným zlatom", intermediárne s jemnozrnným zlatom a záverečné štádium remobilizácie a formovania hrubozrnného zlata.

Rané štádium formovania strižných zón (v tomto modeli, ktorý poskytuje orientáciu v prospekcii mineralizovaných zlomových systémov) tvoria dve etapy - epizódy



Obr. 7. A - diagram 450 °C izotermálneho Au-Ag-Hg ternárneho systému (v hmot. %, prevzaté z práce Basu et al., 1981) s vyznačením poľa stability α-fázy a Au-Hg-Ag intermetalických zliatin z Uderinej. Plný krúžok zodpovedá 1. typu (tab. 2, anal. 2), prázdny krúžok zodpovedá 2. typu (anal. 3), krížik zodpovedá intermetalickým zliatinám zo šlichov z okolitých potokov (HMC). B - diagram Hg vs. Au (atom. %) Au-Hg-Ag intermatalických zliatin z Uderinej: plný krúžok zodpovedá 1. typu (označ. 2), otvorený krúžok 2. typu (označ. 3), krúžok s bodkou zodpovedá IN.ZL. zo šlichov (označ. hmc), obdĺžnik s bodkou (označ. 4) zodpovedá (anal. B, tab. 2). C - diagram trend v zložení Au-Hg-Ag intermetalických zliatin kryštalizujúcich v parageneticke postupnosti.

Fig. 7. A - plot of 450 °C isothermal Au-Ag-Hg ternary system (wt. %, according to Basu et al., 1981) with designation of the stability field for the α-phase and Au-Hg-Ag alloys from Uderiná. Dark circle represents 1th type (Tab. 2, anal. 2), empty circle - 2nd type (anal. 3), crossing - Au-Hg-Ag alloys form heavy-mineral concentrates from a near brooks (HMC). B - plot of Hg vs. Au (atom. %) of the Au-Hg-Ag alloys from Uderiná: dark circle represents 1th type (designation 2), empty circle - 2nd type (indic. 3), circle with point represents alloy from heavy-mineral concentrate (design. hmc), rectangular with point (design. 4) - (anal. B, Tab. 2), C - plot of trend in composition of the Au-Hg-Ag alloys which crystallized in the paragenetic sequence.

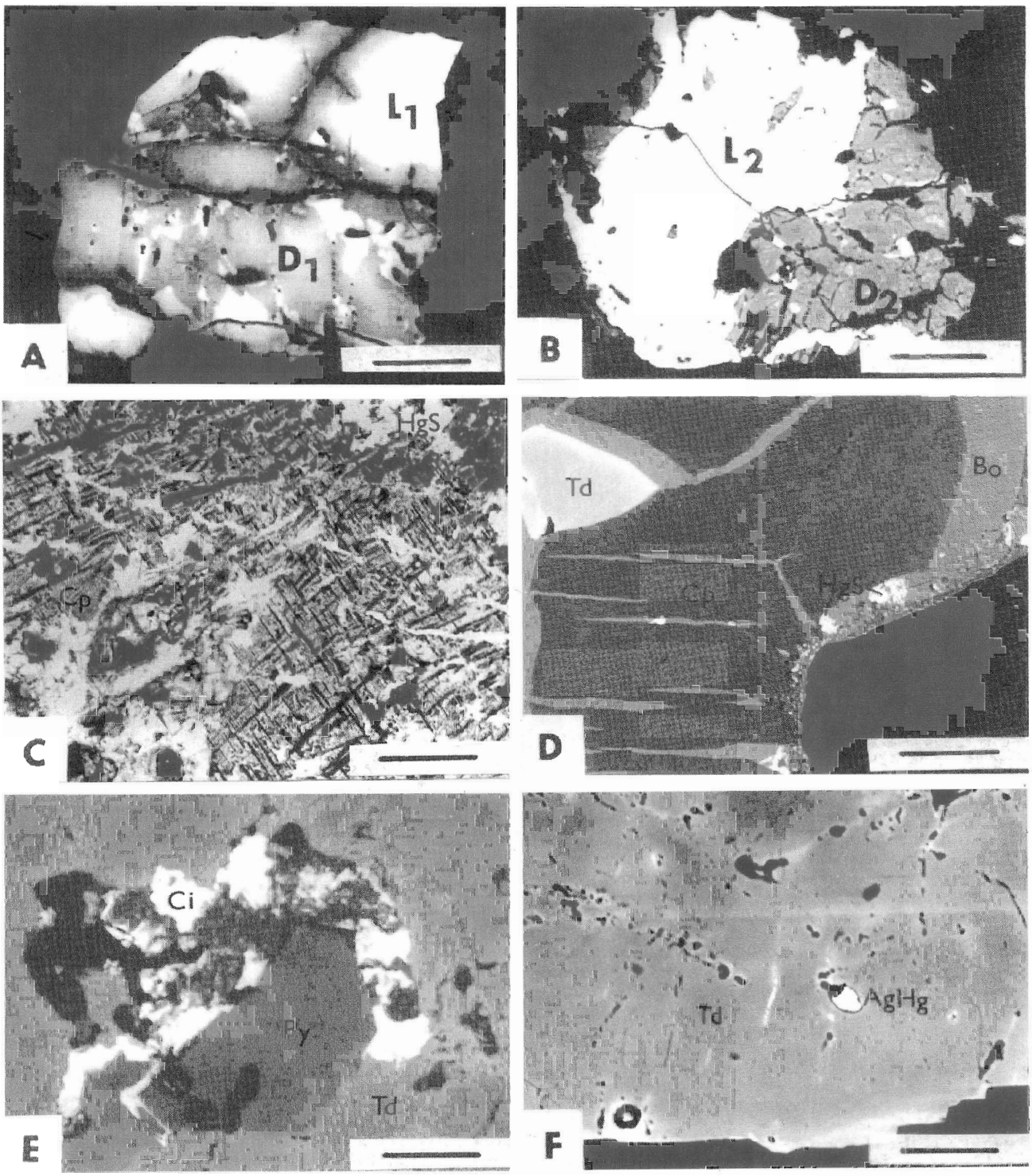
a ich dešifrovanie (vzhľadom na „prvý vstup" zlata) je často značne komplikované v dôsledku intenzívneho naloženia procesov intermediárneho a neskorého štádia. Mineralizáciu raného štádia v strižných zónach všeobecne determinuje chemizmus - zmeny okolitých hornín, ktoré vznikali pôsobením tektonických deformácií a hydrotermálnych fluíd. V iniciálnej etape (1) sa zlato v nižšom obsahu viaže v pyrotíne a/alebo aj v pyrite vtrúsenom v mylonitových pásoch a v MWQ (takmer nikdy nejde o ekonomicky významné koncentrácie Au). V jadre strižných zón sa formuje prekremenená zóna, v ktorej sa už „objavujú" zlatonosné sulfidy vo vyššom obsahu (2. etapa, môže už ísť o ekonomicky zaujímavý obsah Au), Au však väčšinou nie je prítomné v minerálnej forme.

Ďalší „osud" Au mineralizácie v strižných zónach sprevádzali mladšie deformácie s cirkuláciou fluid (častým naložením), ktoré spôsobili rekryštalizáciu už existujúcej mineralizácie (destabilizáciu zlatonosných sulfidov). To často viedlo k obohateniu niektorých fácií v štruktúrach a nuggetizácii zlata, ktoré v minerálnej forme prvýkrát vystupuje v intermediárnom štádiu. Nasledujúce deformácie, drvenie, otváranie nových fraktúr spolu s generovaním kremeňových más a prenikom - cirkuláciou hydrotermálnych fluid viedli k redistribúcii mineralizácie, a tak mali významnú úlohu pri koncentrovaní zlata v minerálnej forme a pri jeho nuggetizácii.

Postupnosť týchto deformačných a mineralizačných „epizód" determinovala kumulatívny trend a jeho výsledkom je koncentrácia zlata v strižných zónach, a to až ekonomická. Staršie zlomové systémy, pre ktoré sú charakteristické rozličné tektonické fázy, majú preto lepšie dispozície akumulovať väčší drahokovový potenciál ako mladšie (Bonnemaison a Marcoux, 1990).

Prvá etapa geologického prieskumu a výskumu jz. časti veporického kryštalinika poskytla vo viacerých aspektoch nové poznatky a zároveň potvrdila, že táto oblasť na styku veporika a gemerika je nielen zložitým litostratigrafickým komplexom, ale aj významnou metalogenetickou oblasťou. Získané výsledky a poznatky možno zhrnúť takto:

- Formovanie mineralizácie v zistených strižných zónach súviselo s postupnými tektonodeformačnými udalosťami.
- Tmavé mylonitové pruhy - pásiky sú produktom rupturálno-plastických deformácií iniciálnej etapy raného štádia (mylonitovými štruktúrami neskôr postupne prenikali mineralizované hydrotermálne fluidá).
- Zvýšený obsah Au (> 1000 ppm) v mylonitových pásoch je výsledkom obohatenia intenzívnymi supergénnymi procesmi.
- Dispozície na formovanie kremeňových šošoviek v strižných zónach sa vytvorili otváraním fraktúr počas extenzie smeru SZ-JV a reaktiváciou mylonitových pásov.
- Formovanie kremeňových šošoviek pozdĺž mylonitových pásov v ranom štádiu výrazne podmienila intenzívna silicifikácia.
- Rozmery šošoviek dokumentujú, že objem kremeňovej masy bol zrejme relatívne nízky.
- Kremeňové brekcie s fragmentmi mylonitov a okolitého amfibolitu sa formovali počas následných rupturálnych deformácií a kataklázy šošoviek, mylonitov a amfibolitu.
- Nová masa kremeňa generovaná v ranom štádiu viedla k formovaniu MWQ, ktorý tvoril výplň kremeňových šošoviek, resp. cement brekcií.
- Pyrit so zvýšeným obsahom „neviditeľného zlata" z MWQ indikuje pravdepodobný vznik v ranom štádiu.



Obr. 8. Intenzívne zatláčanie, rozpad tetraedritu a demerkurizácia tetraedritu. A - intenzívne kataklázovaný tetraedrit so zvýšeným obsahom Hg - svetlá časť (L_1), intenzívna demerkurizácia tetraedritu - tmavá časť (D_2), B - kataklázovaný agregát tetraedritu s nízkym obsahom Hg tak v svetlej (L_2), ako aj tmavej časti (D_2), C-D - niekoľko prípadov rozpadu tetraedritu (Td) na asociáciu chalkopyrit (Cp), pyrit (Py), bornit (Bo), rumelka (Ci, HgS) a amalgám striebra (AgHg). Mierka na obr. reprezentuje 50 μm.

Fig. 8. Intesive replacement, dissolution and demercurization of tetrahedrite, A - intensively deformed tetrahedrite with higher content of Hg - light part (L_1), intensive demercurization of tetrahedrite - dark part (D_2), B - deformed aggregate of tetrahedrite with low content of Hg in light (L_2) and also in dark part (D_2), C, D - some examples of the tetrahedrite dissolution (Td) to assemblage: chalcopyrite (Cp), pyrite (Py), bornite (Bo, cinnabar (Ci, HgS), and silver amalgam (AgHg). Scales in Fig. represent 50 μm.

TAB. 6

Evolúcia strižných zón, kremeňovo-karbonátovej výplne šošoviek, deformačných procesov a mineralizácie na lokalite Uderiná
Evolution of the shear zones, quartz-carbonate filling of the lenses, deformational processes and mineralization in the Uderiná prospect area

	Štádiá formovania strižných zón				
	Rané štádium	Intermediárne štádium Formovanie šošovkovitých telies v strižných zónach		Záverečné štádium	
Tektonický režim	Kompresia, lokálna extenzia	Extenzia SZ-JV - V-Z	Extenzia V-Z	Extenzia SV-JZ - SSZ-JJV	Extenzia Kompresia Drvenie
Deformačné procesy	Rupturálno-plastické deformácie, mylonitové pásiky	Konjugované SV-JZ systémy, reaktivácia mylonitových plôch	Rupturálne deformácie, reaktivácia SV-JZ zlomov, katakláza Q-brekcií, formovanie S-J zlomov	Rupturálne deformácie, konjugované SZ-JV a V-Z systémy, katakláza, roztváranie	
Q-Karb. generácie, form. rud. tel.		Silicifikácia vypĺňanie zlomov Q - masou = mliečnobiely Q, brekciácia = Q brekcie	Mikrosacharoidný kremeň, kryštalizácia po katakl. Q-brekcií, form. zlatonosných Q-šošoviek v VSV-ZSZ strižných zónach	Hyalínny kremeň + karbonáty, vypĺňanie extenzných puklín	
Fluidné inklúzie		A1 + A2	A2 + A3 (primárne a sekundárne + B1)		
Minerálna asociácia		Pyrit (± Au?)	Pyrit (+ Au), Arzenopyrit (?), Sulfidy (sf, chal), a sulfosoli (?), jemnozrnné Au	Karbonáty (Fe), Sfalerit (Fe + Hg), Tetraedrit (Hg), Ag-miner., hrubozrnné Au - nuggety IN.ZL.	

Koncentrácia tohto pyritu je nižšia a iné minerály sa v asociácii nevyskytujú.

- Textúru zbrekciovateného MWQ v šošovkovitých telesách zvýrazňujú fraktúry s MSCHQ.
- MSCHQ vznikal počas následných rupturálnych deformácií (intermediárne štádium).
- Dobrá priepustnosť fraktúr s MSCHQ pre mineralizované hydrotermálne fluidá umožnila ich intenzívnu cirkuláciu cez šošovkovité telesá.
- V chronológii formovania mineralizácie skúmanej oblasti ide o prvú významnejšiu fázu tvorby zlatej mineralizácie (vylučovanie jemnozrnného zlata so sulfidmi - pyrit, pyrotín ?).
- Podiel zlata uvoľneného z pyritu raného štádia a jeho remobilizácia v tejto fáze sú otázne.
- Submikroskopické zlatinky bez ortuti (tab. 2, anal. 1) z MSCHQ svedčia o absencii ortuti v týchto fázach formovania mineralizácie.
- MSCHQ pretínajú tenké, takmer strmo sklonené fraktúry, ktoré sa formovali - otvárali počas extenzie smeru SV - JZ a SSZ - JJV; fraktúry sú vyplnené HYQ s karbonátmi a pestrou asociáciou rudných minerálov s pyritom, chalkopyritom, pyrotínom, sfaleritom a tetraedritom s obsahom Hg.
- V HYQ sa zistili obidva typy nuggetov IN.ZL. s rozmermi cca 60 x 80 μm, ako aj nuggety IN.ZL. s heterogénnym zložením; zistené typy IN.ZL. vystupujú v asociácii vo forme samostatných zŕn alebo sa intímne prerastajú.
- Aktivitu hydrotermálnych fluid dokumentujú niekoľko mm mocné hydrotermálne alteračné zóny v okolí mineralizovaných šošoviek.
- Sieť mikrofraktúr vyplnených kaolinitom - illitom + IM v HYQ poukazuje na „postmineralizačnú" aktivitu hydrotermálnych fluid, resp. supergénny pôvod.
- V šošovkách z vrchnej, zvetranej úrovne strižných zón sú HYQ aj MSCHQ intenzívne dezintegrované a takmer úplne vylúhované.
- Kinematická charakteristika a chronológia záverečných deformácií je zložitá a doteraz nie je úplne určená.
- Mikroskopicky a štruktúrne rozlíšené tri hlavné generácie kremeňa a dve generácie karbonátov sú charakteristické teplotou homogenizácie z fluidných inklúzií (pozri tab. 5).
- Intenzívne supergénne procesy postihli vrchnú úroveň strižných zón a zrejme podmienili ich obohacovanie Au mineralizáciou, ktoré sprevádzal rast zlatiniek - nuggetizácia, resp. formovanie supergénne obohatených zón.

Au-Hg-Ag intermetalické zliatiny sú v skúmanej oblasti hlavným nositeľom zlata. Paragenetická asociácia vyčlenených typov IN.ZL., rozdiely a variácie v zložení indikujú viaceré možnosti vzniku, resp. ich kombinácie: (1) postupnou kryštalizáciou na Hg-Ag bohatších a Ag-(Hg) „koncových členov" IN.ZL., (2) difúziou Hg do „voľného zlata" a zlatiniek „staršej generácie" (3) hydrotermálnou remobilizáciou „voľného zlata" a zlata „staršej generácie" fluidami obohatenými Hg-Ag a následnú precipitáciu Hg-Ag bohatších, resp. Ag-(Hg) „koncových členov" IN.ZL.

Predpoklad o postupnej kryštalizácii vyplýva zo vzájomných vzťahov 1. a 2. - typu IN.ZL. - variety nuggetov obidvoch typov sa intímne prerastajú. Zrná v zrastoch cha-

rakterizujú variácie v zložení (tab. 2, anal. 2 a 3), kde sa obsah Hg zvyšuje v zrnách s vyšším obsahom Ag a nižším obsahom Au. Z údajov z líniových profilov obsahu Hg a Ag jednotlivých zŕn je zrejmý pozitívny vzťah Hg vs. Ag (hmot. %).

Antipatický vzťah Au k Hg (obr. 7b) zistený v tých istých zrnách 1. a 2. typu IN.ZL. však poukazuje na intenzívnu substitúciu Hg za Au, resp. difúziu Hg do „koncových členov" IN.ZL. bohatších na Ag. Aj inhomogenity v nuggetoch (obr. 6, tab. 2, anal. A-C) poukazujú na substitúciu Hg za Au, resp. Hg-Ag zatláčanie „staršej generácie" zlata s vyššou rýdzosťou.

Reálny je aj vznik IN.ZL. difúziou Hg do „voľného zlata" z MSCHQ (tab. 2, anal. 1). Remobilizáciou zlata „staršej generácie" s vyššou rýdzosťou a „voľného zlata" hydrotermálnymi fluidami obohatenými Hg a Ag sa tiež mohli postupne formovať jednotlivé typy IN.ZL. V tomto zmysle Boyle (1979), Healy a Petruk (1990) konštatujú, že IN.ZL. (analogické zložením s IN.ZL. z Uderinej) sa mohli formovať „kombinovaným" procesom - difúziou a rozpúšťaním v pevnom stave v prostredí, ktorým migrovali fluidá obohatené Ag a Hg.

Výsledky štúdia IN.ZL. z Uderinej indikujú, že variácie v zložení IN.ZL. sú výsledkom zvýšenej aktivity Ag/Au a Ag/Hg, ktoré viedli k formovaniu „najmladších členov" IN.ZL. bohatších na Ag a Hg. Tento predpoklad dokumentuje aj „diskontinuálny" trend zloženia IN.ZL. (obr. 7c), ktorý vyplýva z projekcie zistených typov IN.ZL. v ternárnom diagrame. Uvedený trend reprezentujú v podstate dva samostatné trendy: prvý (1) dokumentuje kryštalizáciu na Hg bohatších „členov" 1. typu IN.ZL., druhý (2) indikuje zvyšovanie rozpustnosti na Hg v Ag bohatších „koncových členov" - 2. typ IN.ZL.; interval kryštalizácie 2. typu IN.ZL. (bol zrejme kratší ako pri 1. type) bezprostredne nadväzoval na 1. typ.

V súčasnosti akceptovaný model genézy a evolúcie drahokovovej mineralizácie v zlomových zónach rozličných litologických komplexov preferuje hlbokú konvekciu meteorickej vody pozdĺž zlomových zón, evolúciu mineralizujúcich hydrotermálnych fluid v hlbokých úrovniach zlomových zón, výstup a možnú interakciu heterogénnych fluid v zlomových zónach s okolitými horninami (Phillips a Gorves, 1986; Touray et al., 1989; Nesbitt et al., 1989; Bonnemaison a Marcoux, 1990). Hlboko situované intruzívne telesá, zistené v mnohých analogických regiónoch, sa zvyčajne pokladajú za zdroj rudných komponentov (Nesbitt et al., 1989; Bouchot et al., 1989; Bonnemaison a Marcoux, 1990; Ibrahim a Kyser, 1991). Zníženie permeability a zvýšenie teploty v spodných úrovniach zlomových zón podmieňuje výstup hydrotermálnych fluid po zlomových zónach do úrovní s relatívne vysokou priepustnosťou.

Mineralizujúce fluidá vystupujúce zlomovými zónami v analogických oblastiach charakterizuje: var hydrotermálnych fluid, postupné ubúdanie CO_2 a ΣS, znižovanie salinity a hustoty roztokov, zvyšovanie pH, pokles teploty a tlaku (Seward, 1984; Drummond a Ohmoto, 1985; Read a Meinert, 1986; Sugaki et al., 1987; Wells a Ghiorso, 1988; Shenberger a Barnes, 1989; Nesbitt et al., 1989; Ibrahim a Kyser, 1991). Zmeny fyzikálnochemických podmienok fluid sú „účinným mechanizmom" na vylučovanie Au, Ag a Hg v zlomových zónach, ktoré sú transportované vo forme dominantných bisulfidických komplexov [$Au(HS)_2^-$, $Ag(HS)_2^-$, $Hg(HS)_2^{2-}$] (Barnes, 1979; Wells a Ghiorso, 1988). Zvyšovanie pH vedie k zvýšeniu rozpustnosti Au, Ag a Hg ako výsledok pribúdania HS^- a ubúdania H_2S. Rozpustnosť Au a Hg bisulfidických komplexov je senzitívnejšia na zníženie teploty ako Ag (Barnes, 1979; Cathles, 1986; Nesbitt et al., 1989).

Zvyšovanie rozpustnosti Au, Hg a Ag z časového hľadiska koreluje s neskoršími fázami formovania „nerudnej výplne" v zlomových zónach (Nesbitt et al., 1989). V týchto fázach kontinuálneho procesu sa v študovanej oblasti zlato s ortuťou zrejme vylúčilo z už „ochladených" roztokov (150 ± 50 °C) s nízkym obsahom CO_2 obohatených o Hg ± Ag (Ag, resp. striebronosné minerálne fázy sa doposiaľ neidentifikovali) v systéme tenkých fraktúr mladšej generácie, ktoré vypĺňa HYQ ± chalcedón a karbonáty. Tenké mineralizované fraktúry so zlatom s obsahom ortuti sa v analogicky zrudnených zlomových systémoch vyskytujú vo vyššej, resp. strednej úrovni, čo je v zhode so zisteným výskytom IN.ZL. v žilkách s HYQ vo vrchnej úrovni strižných zón z Uderinej.

Diskusia o pôvode a charaktere mineralizujúcich fluid, pravdepodobnom zdroji rudných komponentov bude súčasťou koncipovaného modelu genézy zrudnených strižných zlomových zón v skúmanej oblasti. Zo súčasných poznatkov je zrejmé, že mineralizácia bola polyfázová. Jednotlivé mineralizačné udalosti súviseli s postupnými tektonodeformačnými udalosťami, počas ktorých mala silicifikácia a mylonitizácia podstatnú úlohu pri formovaní žilných - šošovkovitých telies. Au mineralizácia (+ sulfidická) sa formovala po „hlavných fázach" vzniku týchto telies v strižných zlomových zónach. Skoncentrovanie zlatej mineralizácie vo vrchnej úrovni strižných zlomových zón je výsledkom intenzívnych supergénnych procesov.

Zvýšená koncentrácia zlatej mineralizácie v strižných zlomových zónach v okolí Uderinej vytvára reálny predpoklad pokračujúcim prieskumom lokalizovať ďalšie mineralizované zlomové zóny v tejto časti veporického kryštalinika. Na potvrdenie opodstatnenosti tohto predpokladu sú nevyhnutné nové informácie o štruktúrnych pomeroch a tektonodeformačnej evolúcii, o zložení litologických komplexov a ich vzájomných vzťahoch, o zdroji rudných komponentov, evolúcii mineralizujúcich fluid a potenciálnej rudonosnosti, čo je cieľom navrhovaných nových kritérií prieskumu, vyhľadávania a metód výskumu tejto oblasti.

Poďakovanie. Táto práca vznikla v rámci spolupráce Geologického prieskumu, š. p., Spišská Nová Ves, geologická oblasť Banská Bystrica a Geologického ústavu SAV v Banskej Bystrici na úlohe Uderiná Au-Hg rudy VP. Autori ďakujú dr. F. Caňovi z CLEM GÚDŠ v Bratislave za precízne meranie minerálnych fáz a dr. J. Stankovičovi z GÚDŠ za vyhotovenie fotodokumentácie.

Literatúra

Antal, B. 1993: Charakter zlata z nadložného odžilku Severnej žily v Rudňanoch. *Mineralia slov., 25, 146 - 150.*

Biely, A. 1955: Geologické pomery v okolí Lovinobane. *Geol. Práce, Spr., 2, 112 - 139.*

Biely, A. 1961: Poznámky ku geológii mezozoika koreňových zón vo veporidách. *Geol. Práce, Spr., 21, 109 - 125.*

Barnes, H. L. 1979: Solubilities of ore minerals. *In: Barnes, H. L. (Ed.): Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York, Wiley Intersci., 404 - 460.*

Basu, K., Bortnykov, N., Mookherjee, A., Mozgova, N. & Tsepin, A. I. 1981: Rare minerals from Rajpura-Darida, Rajasthan, India. II. Intermetallic compound $Ag_{74.2}Au_{16.4}$-$Hg_{9.4}$. *Neu. Jb. Mineral., Abh., 141, 217 - 223.*

Bezák, V. 1988: Tektonický vývoj JZ časti veporika. *Mineralia slov., 20, 131 - 142.*

Bezák, V. 1991: Present knowledge of tectonogenesis of Veporicum (Western Carpathians). Newsletter No 3, Project IGCP No 276. *Mineralia slov., 23, 381 - 384.*

Bonnemaison, M. 1986: Gold-bearing quartz veins: a spatial case of gold-bearing shear zones. *Chron. Mines Rech., min. (Paris), 482, 55 - 66.*

Bonnemaison, M. & Marcoux, E. 1987: Gold-bearing shear-zones in the Hercynian basement of France. *Chron. Mines Rech., min. (Paris), 488, 29 - 42.*

Bonnemaison, M. & Marcoux, E. 1990: Auriferous mineralization in some shear-zones: A three-stage model of metallogenesis. *Mineralium Depos. (Berlin), 25, 2, 96 - 104.*

Bouchot, V., Gros, Y. & Bonnemaison, M. 1989: Structural controls on the auriferous shear zones of the Saint Yrieix district, Massif Central, France: Evidence from the Le Bourniex and Lauriéras Gold deposits. *Econ. Geol., 84, 1315 - 1327.*

Boyle, R. W. 1979: The geochemistry of gold and its deposits. *Geol. Surv. Can. Bull., 280, 492.*

Caddey, S. W., Bachman, R. L., Campbell, T. J., Reid, R. R. & Otto, R. P. 1991: The Homestake Gold Mine, an Early Proterozoic Iron-formation-hosted Gold deposit, Lawrence County, South Dakota. *R. Homestake Gold Mine, South Dakota, 118.*

Cathles, L. M. 1986: The geologic solubility of gold from 200 - 350 °C, and its implications for gold-base metal ratios in vein and stratiform deposits. *In Gold in the Western Shield (L. A. Clark, ed.). Canad. Inst. Mineral. Metall., Spec. Vol., 38, 187 - 210.*

Drummond, S. E. & Ohmoto, H. 1985: Chemical evolution and mineral deposit in boiling hydrothermal systems. *Econ. Geology, 80, 126 - 147.*

Healy, R. A. & Petruk, W. 1990: Petrology of Au-Ag-Hg alloy and „Invisible" gold in the Throut Lake Massive sulfide deposit, Flin Flon, Manitoba. *Canad. Mineralogist, 28, 2, 189 - 206.*

Ibrahim, M. S. & Kyser, T. K. 1991: Fluid inclusion and isotope systematics of the high-temperature proterozoic Star Lake Gold deposit, Northern Saskatchewan, Canada. *Econ. Geology, 86, 1468 - 1490.*

Ilavský, J. 1976: Vysvetlivky ku geologickej mape Západných Karpát, M 1:500 000. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. Sbor. *Geol. Vied, Západ. Karpaty, 6, 7 - 28.*

Klinec, A. 1971: Hlavné tektonické prvky veporíd. *Geol. Práce, Spr., 57, 105 - 109.*

Klinec, A., Planderová, E. & Miko, O. 1975: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporíd. *Geol. Práce, Spr., 63, 95 - 104.*

Maťová, V. 1989: Záverečná správa úlohy Uderiná-Lovinobaňa Hg-Au rudy, 11860958. *Manuskript - Geofond Bratislava, 136.*

Maťo, Ľ. 1989: Mineralogické a geochemické štúdium mineralizácie 1. žilného systému v kremnickom rudnom rajóne. Čiastková správa z výskumu distribúcie Au-Ag mineralizácie za úlohu „VP Au-Ag Kremnica hĺbka, severné pokračovanie 1. žilného systému". *Manuskript - archív GÚ SAV Banská Bystrica, 107.*

Miškovic, J. 1987: Charakteristika a postavenie Hg mineralizácie v rámci metalogenézy Spišsko-gemerského rudohoria. *[Kandid. dizert. práca.] Manuskript - Geofond Bratislava, 187.*

Nazmova, G. N. & Spiridonov, E. M. 1979: Mercury-rich gold. *Dokl. Akad. Nauk SSSR, Earth Sci. Sect. 246, 138 - 141.*

Nesbitt, B. E., Muehlenbachs, K. & Murowchick, J. B. 1989: Genetic implications of stable isotope characteristics of mesothermal Au deposits and related Sb and Hg deposits in the Canadian Cordillera. *Econ. Geol., 84, 1489 - 1506.*

Nysten, P. 1986: Gold in the volcanogenic mercury-rich sulphide deposit Langsele, Skelefte ore district, northern Sweden. *Mineralium Depos., 21, 116 - 120.*

Oberthur, T. & Saager, R. 1986: Silver and mercury in gold particles from the Proterozoic Witwatersrand placer deposits of South Africa: Metallogenic and geochemical implications. *Econ. Geol., 81, 20 - 31.*

Ozerova, N. A., Petsovic, M. S. & Muravitskaja, G. N. 1980: Microcontents of mercury as a typomorphic characteristic of gold deposits. *In: Scientific Bases and Utilization of Typomorphism of Minerals. Nauka, Moskva.*

Paar, W. & Meixner, H. 1976: Tellurides with native gold and pitchblende from Mitterberg, Salzburg, Austria. *Neu. Jb. Mineral. Abh., Mh., 5, 193 - 202.*

Read, J. J. & Meinert, L. D. 1986: Gold-bearing quartz vein mineralization at the Big Hurrah mine, Seward Penninsula, Alaska. *Econ. Geol., 81, 1760 - 1774.*

Philips, G. N. & Groves, D. J. 1986: A metamorphic-replacement model for genesis of Archean gold deposits. Inter. Conference of the Precambrian (IGCP Project, 91). *Geol. Surv. Prague, 125 - 131.*

Petro, M. 1973: Metalogenetický výskum veporíd a vzťah tunajšieho zrudnenia k susedným oblastiam. *[Ročná správa za rok 1973.] Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Petro, M. 1977: Metalogenéza tatroveporíd. *[Čiastková záverečná správa.] Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Pokrovskij, P. V., Berzon, P. O., Sandler, G. A. & Murzin, V. V. 1977: Mercury-bearing native gold in the several Ural deposits. *Trudy Inst. Geol. Geochim. AN SSSR, 131, 79 - 81.*

Ray, G. E., Shearer, J. T. & Niels, R. J. E. 1986: The geology and geochemistry of the Carolin gold deposit, southeastern British Columbia. *In: McDonald, A. J. (Ed.): Gold' 86: Willowdale, Ontario, Konsult Inter. Inc., 470 - 487.*

Seward, T. M. 1984: The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. *In: Foster, R. P. (Ed.): Gold'82: The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits. Geol. Soc. Zimbabwe, Spec. Publ., 1, 165 - 181.*

Shenberger, D. M. & Barnes, H. L. 1989: Solubility of gold in aqueous sulfide solution from 150° to 350 °C. *Geochim. et Cosmochim. Acta, 53, 269 - 278.*

Shikazono, N. & Shimizu, M. 1988: Mercurian gold from the Tsugu gold-antimony vein deposit in Japan. *Canad. Mineralogist, 26, 423 - 428.*

Sketchley, D. A., Sinclair, A. J. & Godwin, C. I. 1986: Early Cretaceous gold-silver mineralization in the Sylvester allochton, near Cassiar, north central British Columbia. *Canad. J. Earth Sci., 23, 1455 - 1458.*

Sugaki, A., Scott, S. D., Hayahsi, K. & Kitakaze, A. 1987: Ag_2S solubility in sulfide solutions up to 250 °C. *Geochem. J., 21, 291 - 305.*

Thomson, M. 1991: Wall-rock alteration related to Au mineralization in the low amphibolite facies: Crixás gold mine, Goias, Brazil. *Canad. Mineralogist, 29, 461 - 480.*

Touray, J. C., Marcoux, E., Hubert, P. & Proust, D. 1989: Hydrothermal processes and ore-forming fluids in the Le Bourneix gold deposit, Central France. *Econ. Geol., 84, 1328 - 1339.*

Varček, C. 1973: Správa za etapu E-02. Perspektívne typy ložísk na stykovej zóne veporíd a gemeríd. *Manuskript - archív PF UK Bratislava.*

Vozárová, A. & Vozár, J. 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. *Geol. Práce, Spr., 78, 169 - 194.*

Vozárová, A. & Vozár, J. 1988: Late Paleozoic in the West Carpathians. *GÚDŠ Bratislava, 314.*

Wells, J. T. & Ghiorso, M. S. 1988: Rock alteration, mercury transport, and metal deposition at Sulphur Bank, California. *Econ. Geol., 83, 219 - 239.*

Zoubek, V. 1957: Hranice gemeríd s veporidami. *Geol. Práce, Zoš., 46, 38.*

Žigo, P., Žilák, J., Maťašová, J., Salaj, J., Pardítka, B. & Sloboda, M. 1986: Lovinobaňa. *Local publication, 196.*

Žilák, J. 1983: Z baníckej minulosti Lovinobane od konca 16. do 18. storočia. *Slov. Min. Mus., XI, 211.*

Gold mineralization of shear zones of the Uderiná prospect, southwestern part of the Veporicum crystalline complex, Central Slovakia

The southwestern part of the Veporicum crystalline complex in the Western Carpathians, Slovakia, represents a fairly large tectono-stratigraphic region that hosts a several gold occurrences. They are scattered through the region and some of these were actively mined since the 13th century up to the end of the 18th century. Majority of these gold occurrences are referred to loosely as vein-type gold mineralization although strictly defined, veins are predominantly lensoid orebodies, and are spatially associated with zones of highly deformed rocks.

Since 1987, in the Lovinobaňa district, especially in the Uderiná prospect area, has started a general prospecting program for Au-Hg mineralization. During the current investigation, gold mineralization, mostly in form an abundant Au-Hg-Ag alloy was found in the upper weathered horizon of the auriferous shear zones, especially in the mylonitic bands.

The overwhelming part of this region composed of mafic to felsic metavolcanics that have been subjected to upper green-schists - lower amphibolite facies metamorphism. The northeast - trending of amphibolite belt is dominant, and amphibolite occupies some 80 percent of the sampled area; minor paragneisses, mica schists and phyllites occur on the southeast of the Lovinobaňa complex.

The shear zones have played a fundamental role in controlling the emplacement of the gold mineralization in the Uderiná prospect. The most important mineralized shear zones have northeast-southwest and northwest-southeast trend; the narrow parallel shear zones transect the crystalline complex, and are related to regional tectonic lines.

The mineralization has had a polyphase character and was controlled by successive deformation events, evolving from brittle-ductile to brittle, during which the silicification of the mylonitized host rocks played an essential role in the formation of the quartz+albite and quartz-carbonate lenses; quartz - carbonate matrix exhibits a intense microfracturing giving evidence of a strong brittle deformation later than the ductile movements. The lensoid bodies of variable thickness composed of quartz of more generation: - coarse grained brecciated milky white quartz with minor amounts of albite formed main mass, - microsaccharoidal quartz with mineralization formed fracture filling, and - hyaline quartz with a later low-grade ore mineral assemblage. Steeply deeping several centimeter-sized quartz-ankerite-siderite lensoid bodies occur in minor amounts.

The gold mineralization is hosted in quartz+albite and quartz-carbonate lenses; these lenses formed during extension phases, after cataclasis of initially barren quartz postdating mylonites. The gold mineralization associated with microsaccharoidal quartz, formed after crystallization of pyrite (with „invisible" gold ?, synchronous with white milky quartz, the gold mineralization in these structures was probably trapped by incorporation in sulfides or by precipitation as haloes of fine particles around sulfide crystals). These „auriferous veins" with microsaccharoidal quartz are only one particular aspect of this stage, characterized by the appearance of visible native gold; this gold is generally very fine-grained. The late stages, i. e. in a brittle domain, occurred within a structures of the intermediate or later phase, correspond to a stages of opening, during which quartz and carbonate formed, caused remobilization of gold from the earlier stages.A later paragenesis associated with hyaline quartz and carbonates comprise Hg-Ag rich gold (Au-Hg-Ag alloy), Hg-bearing tetrahedrite and sfalerite, pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite and arsenopyrite. Subsequent partial remobilization of the lenses during following phases of extension caused coarsening of the gold. The supergene alteration that strongly affected auriferous shear zones undoubtedly caused selective disintegration of the gold-bearing mineralization, accompanied by an increasing in the size of the gold particles, with the appearance of mercuriferous nuggets of Au-Hg-Ag alloy.

The unaltered amphibolite is rare, occurres in the unstrained zone of drill cores and consists of Mg hornblende, albite, quartz, ilmenite and titanite, with biotite, epidote and garnet note in a some samples. Two alteration patterns can be distinquished on the basis of pervasive or fissure location. Pervasive alteration of the amphibolite is typified by chlorite-carbonate-sericite; magnetite, turmaline, pyrite and muscovite constitute the common assemblage, accessory minerals include apatite, zircon and rutile. Millimeter-sized veins crosscut amphibolite with a quartz-ankerite-siderite-chlorite, ankerite-epidote-chlorite-pyrite and chlorite-sericite assemblage. The hydrothermal alteration synchronous with ore deposition resulted in a quartz+ankerite±siderite-chlorite-sericite assemblage and adjacent to the lensoid ore-bodies, kaolinite+illite formed after the main ore-forming stage.

Fluid inclusion data indicate that the mineralizing fluid in the Uderiná prospect was of low to moderate salinity and H_2O - CO_2 ($\pm CH_4$) bearing. Intensive fracturing and healing as evidenced by the crosscutting trails of secondary fluid inclusion in all the quartz+albite and quartz-carbonate lensoid ore-bodies imply that the lenses were subjected to more than one episode of dynamic deformation. These episodes, as recorded in the fluid inclusions, were followed by decompression of the overpressured fluid, creating permeable shear and dilation zones promoting fluid ascent and subsequent quartz and carbonates deposition. Most data were obtained from clear quartz samples; milky white quartz, microsaccharoidal and hyaline quartz revealed very tiny primary inclusions with sizes ranging from 5 to 10 μm. Two main types of fluid inclusions were recognized based on their volatile content: type A - fluid inclusions with H_2O + CO_2 ($+CH_4$), and type B - fluid inclusions with H_2O without detectable CO_2 (or CH_4); all the inclusions identified as primary belong to type A, and presumably primary type B inclusions are hosted by crystals grown later than the ore-bearing paragenesis. Type A inclusions have a medium salinity of about 8.5 equiv wt. percent NaCl, and most of them homogenized in the liquid phase with a mean T_h of 350 °C.

Based on fluid inclusion data, the general evolution of the auriferous fluid is: (1) circulation under high pressure (2 kbars) at 400 °C ± 30 °C of poorly saline solution with minor volatile contents; (2) mixing between this solution and a CO_2-rich vapor induced by decrease of pressure to 0.5 kbars producing a heterogeneous fluid at 300 °C ± 20 °C; (3) circulation of volatile-free aqueous solutions at decreasing temperature (250 °C - 110 °C) and salinity; the auriferous fluid was most likely generated at deeper levels of predominantly igneous rocks.

Two main types of Au-Hg-Ag alloys were identified: dominate 1. type with a mean composition (wt. %) 86.58 % Au, 8.7 % Hg, 4.41 % Ag, 2. type (69.4 % Au, 16.56 % Ag, 13.39 % Hg), accessory grains include nuggets with a mean composition 92.75 % Au, 3.89 % Hg, 3.35 % Ag. The alloys occur mainly as nuggets (maxim. to 15 mm), and there is also present minor amount of gold as „invisible" gold in pyrite. The compositional variation reflects extensive solid-solution in the extrapolated stability field for the a-phase in the system Au-Ag-Hg. High-contrast back-scattered electron photograps revealed compositional heterogeneities of some grains, and a general sequence of crystallization of later Ag-Hg - rich compositions. This sequence reflects the increased activity of bisulfide complexes of Ag and Hg.

A general theories for the origin of the ores within the Veporicum region, including gold, range from syngenetic to epigenetic. Usually an epigenetic origin is favoured, but some of the salient features could suggest also remobilization of earlier syngenetic ores into dilatant zones on a small scale. Present data have confirmed that gold mineralization (+ sulfides) within the shear zones is fracture related, and suggest deep convection of meteoric water in and around fault zones; during the influx of meteoric water, the water can be evolved in elemental composition. Due to decreasing permeability and increasing temperature near the brittle-ductile transition, the evolved meteoric fluid began to rise in zones of high permeability in the fault zones. As fluids rised, they cooled and effervesced CO_2, forming gold mineralization (mercuriferous gold - Au-Hg-Ag alloys) and later sulfide assemblages at shallower levels of the shear zones.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 341- 348

Uránová mineralizácia v tatriku a veporiku

IGOR ROJKOVIČ[1] a LADISLAV NOVOTNÝ[2]

[1]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava
[2]URANPRES, Fraňa Kráľa 2, 052 80 Spišská Nová Ves

(Doručené 11. 5. 1993)

Uranium mineralization in Tatricum and Veporicum units (Western Carpathians)

Stratiform uranium mineralization in Považský Inovec occurs in rhyolite tuffs and conglomerates and sandstones with volcanoclastic material. Uranium ore is enriched in the zones of faulting. It reflects the formation of low grade ores during the Permian and their concentration during Creataceous Alpine orogeny. Less important occurrences in the Veporicum unit represent stratiform mineralization due to processes of reduction and adsorbtion.

Key words: uranium mineralization, Považský Inovec Mts., Permian

Úvod

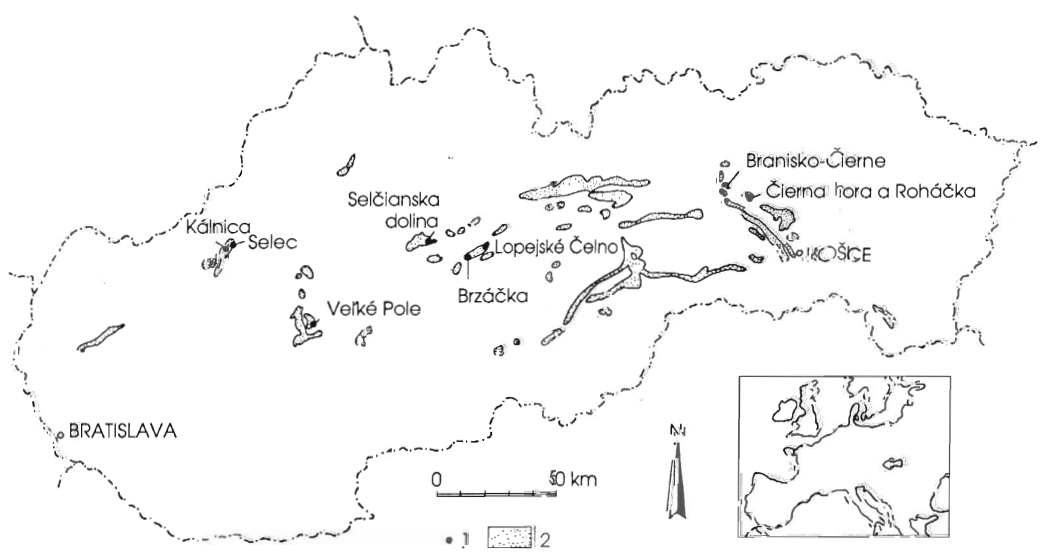
Uránová mineralizácia bola predmetom vyhľadávania a geologického prieskumu bývalého Uránového prieskumu (teraz URANPRES) v Spišskej Novej Vsi. Pracovníci URANPRESu zistili v perme tatrika a veporika rad anomálií. Najvýznamnejšie zrudnenie je v Považskom Inovci v perme tatrika. Vo veporickom perme je menej významná mineralizácia vo vrchoch Čierťaž, Starohorské vrchy, Čierna hora, Branisko a Tríbeč (obr. 1).

Tatrikum
Považský Inovec
Litostratigrafické členenie permu

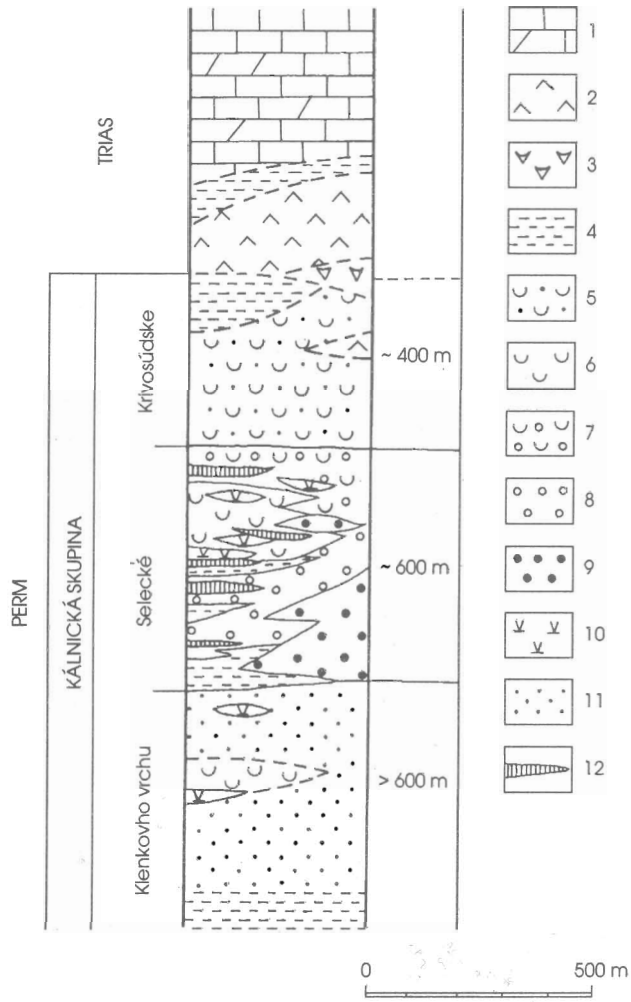
Mladšie paleozoikum Považského Inovca rozdeľuje selecký prešmyk smeru S - J na dva štruktúrnotektonické bloky. Perm reprezentuje kálnická skupina mocná 1500 - 1800 m. Delí sa na štyri súvrstvia (Novotný a Miháľ in Štimmel et al., 1984): chalmovské, Klenkovho vrchu selecké a krivosúdske. Kálnická skupina má dva vývíny. Západne (v nadloží) seleckého prešmyku je v tzv. okrajovom (obalovom) vývine bez uránovej a sprievodnej mineralizácie. Východne (v podloží) seleckého prešmyku tvorí tzv. centrálny vývin, bez chalmovského súvrstvia a s častým uránovým zrudnením (obr. 2).

Chalmovské súvrstvie mocné 150 - 200 m leží transgresívne na novanskom (karbónskom) súvrství. Jeho vrchnú časť tvorí sivofialový polymiktný zlepenec, v strednej sa strieda drobový a arkózový pieskovec s vložkami zlepenca a v spodnej prevažuje zelenosivý polymiktný zlepenec, v ktorom je okrem kremeňa veľa sivočiernych úlomkov karbónskych hornín.

Súvrstvie Klenkovho vrchu tvorí pieskovec, zlepenec a bridlica s konkréciami karbonátov. V strednej a vrchnej



Obr. 1. Ložiská a výskyty uránového zrudnenia (1) v permských horninách (2). Hranice permu podľa Vozárovej a Vozára (1988).
Fig. 1. Uranium deposits and occurrences (1) in the Permian rocks (2). Extension of the Permian according to Vozárová and Vozár (1988).



Obr. 2. Litostratigrafická schéma centrálneho vývoja permu v inoveckom príkrove v podloží seleckého prešmyku (Novotný a Mihál' in Štimmel et al., 1984). 1 - vápenec, dolomitický vápenec, dolomit, 2 - kremeňový pieskovec a kremenec, 3 - sadrovec, anhydrity, často ich brekcie, 4 - bridlica a jemnozrnný pieskovec, fialové, v menšej miere zelené, 5 - popolový až zlepencový tufit, v prevahe tufitický a arkózový pieskovec, svetlozelené až sivozelené, 6 - kryštaloklastický popolový tuf, tufit, tufitický pieskovec, sivé až zelené, 7 - arkózový pieskovec a zlepenec, tufit, sivé a zelené, 8 - arkózový pieskovec a zlepenec, redšie tufit a popolový tuf, sivé a zelené, 9 - arkózový a drobový pieskovec, polymiktný zlepenec, redšie bridlica, fialové, 10 - ryolity a ich ignimbrity, 11 - jemnozrnitý až hrubozrnitý, arkózový a drobový pieskovec, tufit, redšie tuf, lokálne zlepenec, zelené, 12 - polohy s U mineralizáciou.

Fig. 2. Lithostratigraphic scheme of the central Permian in the Inovec nappe underlying the Selec thrust (Novotný and Mihál' in Štimmel et al., 1984). 1 - limestone, dolomitic limestone, dolomite, 2 - quartz sandstone and quartzite, 3 - gypsum, anhydrite, often brecciated, 4 - shale and fine-grained sandstone, violet, less green, 5 - tuffites, mostly tuffitic sandstone and arkosic sandstone, light-green and grey-green, 6 - ash tuff, tuffites, grey and green, 7 - arkosic sandstone and conglomerate, tuffites, grey and green, 8 - arkosic sandstone and conglomerate, less tuffites and ash tuffs, grey and green, 9 - arkosic and greywacke sandstones, polymict conglomerates, less shale, violet, 10 - rhyolite and ignimbrites, 11 - arkosic and greywacke sandstones, tuffites, less tuffs, locally conglomerates, green, 12 - horizons with uranium mineralization.

časti sú výraznejšie zastúpené produkty acidného vulkanizmu, najmä popolový tuf, tufit a v menšej miere ryolit. V súvrství prevládajú terigénne sedimenty nad vulkanoklastikami. V okrajovom vývoji dominujú sedimenty fialovej farby, a to na rozdiel od predchádzajúcich hornín centrálneho vývoja, v ktorých prevažuje zelené sfarbenie.

Selecké súvrstvie (mocné 600 m) tvorí v spodnej časti centrálneho vývoja arkózový pieskovec a zlepenec, v menšej miere arkóza a drobový pieskovec s prevahou úlomkov pochádzajúcich z kryštalinika (granitoidy, kvarcity a svory). Časté sú polohy fialovej bridlice s konkréciami karbonátov. Vo vrchnej časti súvrstvia dominujú vulkanoklastické sedimenty (popolový tuf, psamitický a psefitický tufit) sprevádzané ryolitmi a ich ignimbritmi. V zelených a sivých vulkanoklastických horninách sa nachádza stratiformná uránová mineralizácia v troch samostatných polohách. V okrajovom vývoji súvrstvia prevláda polymiktný zlepenec a pieskovec fialovej farby. Vulkanoklastiká sú zastúpené len podradne.

Krivosúdske súvrstvie je mocné 400 m. V jeho spodnej časti prevládajú vulkanoklastické sedimenty (od popolového po psefitický tufit), lokálne sprevádzané ryolitmi a silicitmi. Vo vrchnej časti ubúda vulkanoklastík a pribúdajú polohy kremeňového pieskovca až kremenca, ktoré naznačujú prechod k spodnotriasovému kremencu. Miestami vystupujú polohy fialovej bridlice a pieskovca s vrstvičkami a konkréciami karbonátov, ako aj polohy sadrovca, anhydritu a ich brekcií (vo vrtoch medzi Selcom a Trenčianskymi Stankovcami, v priestore Prostrednej doliny a Krajnej doliny mocné až do 80 m).

Štruktúrnotektonická stavba

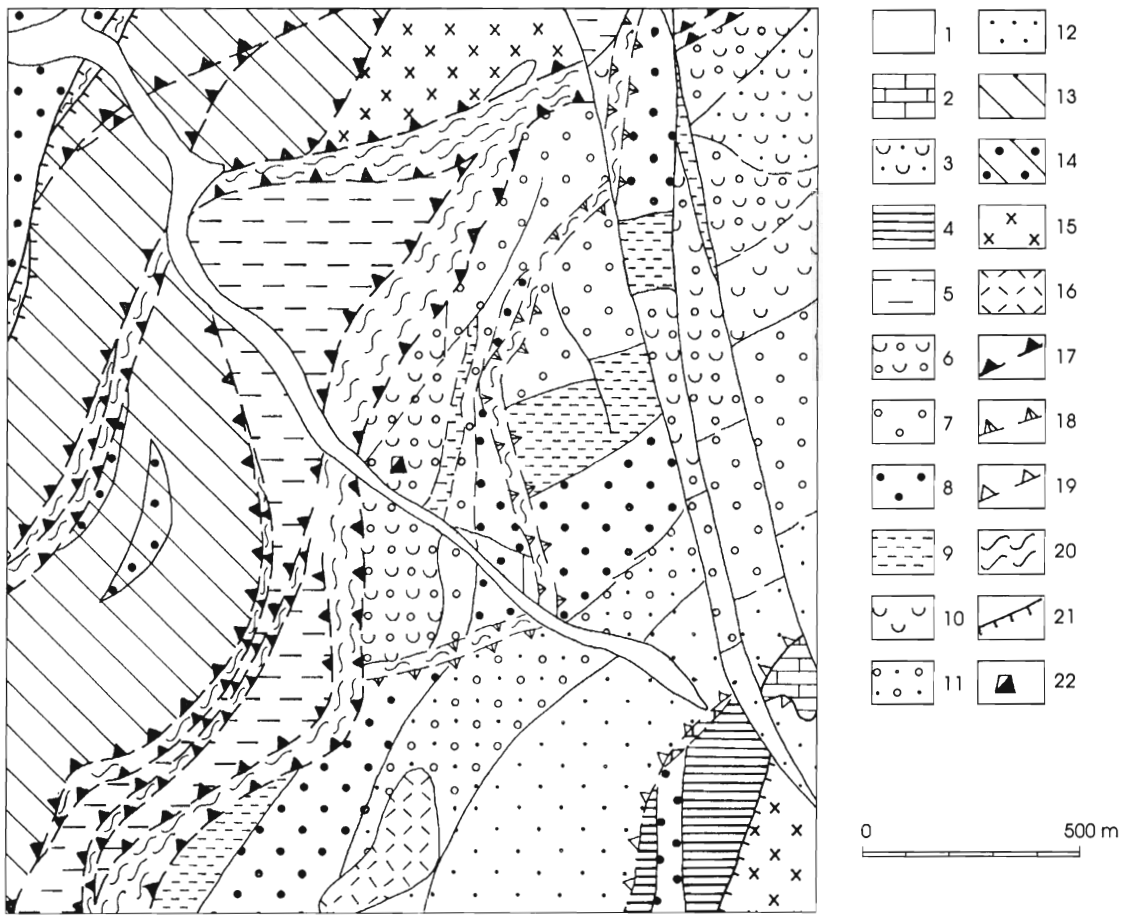
V stavbe mladšieho paleozoika, ale aj kryštalinika sa výrazne uplatnili alpínske vrásové a zlomové štruktúry. Najvýznamnejšie je zistenie príkrovovej stavby, pri ktorej je autochtónny obal kryštalinika zakrytý inoveckým príkrovom, do ktorého patrí časť kryštalinika, karbón, perm a trias, často v prevrátenom slede (Štimmel, 1980).

Poznatky o geologickej stavbe a tektonike sú nielen z povrchového mapovania, ale najmä zo 162 vrtov s hĺbkou 300 - 650 m a 174 vrtov s hĺbkou 100 m. V zlomovej stavbe možno pozorovať sukcesiu niekoľkých skupín zlomov:

1. Príkrovové zlomové plochy. Spodná príkrovová zlomová plocha inoveckého príkrovu ohraničuje spodnú kryhu príkrovu (jura, trias a vrchný perm) oproti podložiu a je mierne sklonená na Z. Vrchná plocha oddeľuje spodnú kryhu od vrchnej, ktorú tvorí perm a spodný trias.

2. Karbonátová porucha ohraničuje na V preskúmanú vrchnú časť seleckých vrstiev s rudonosnými polohami v obrátenom vrstvovom slede (v oblasti štôlne 60). Zlom má sklon do 20° na V.

3. Selecký prešmyk je široké pásmo subparalelných vetviacich sa zlomov a zlomových zón. Jeho priebeh má smer SSV a sklon 35 - 45° na Z (obr. 3). Mocnosť vetiev zlomov kolíše od 10 do 130 m. Selecký prešmyk je rozhraním dvoch blokov s rozdielnou horninovou a tektonickou náplňou. Vo východnom bloku v podloží prešmyku chýba karbón. Perm je zastúpený v centrálnom vývoji. Len



Obr. 3. Geologická mapa mladšieho paleozoika severnej časti Považského Inovca (Miháľ a Novotný in Štimmel et al., 1984). 1 - kvartér, 2 - trias: vápenec a dolomit, 3 - 12 - perm: 3-4 - krivosúdske súvrstvie: 3 - zelený tufitický pieskovec až zlepenec, 4 - fialový jemnozrnitý pieskovec a bridlica, 5 - sedimentárne horniny permu vcelku, 6 - 10 - selecké súvrstvie: 6 - sivý a sivozelený arkózový pieskovec a zlepenec s tufitickým pieskovcom, 7 - sivý a zelený pieskovec a zlepenec, 8 - fialový arkózový a drobový pieskovec, redšie bridlica a polymiktný zlepenec, 9 - fialový pieskovec a bridlica, 10 - sivý a zelený popolový tuf, redšie tufitický pieskovec, 11 - 12 - súvrstvie Klenkovho vrchu: 11 - svetlozelený a svetlosivý oligomiktný zlepenec až kremeňový pieskovec, 12 - svetlozelený a sivý pieskovec až zlepenec, 13 - 14 - karbón (hôrčanská skupina): 13 - sivý pieskovec a bridlica, 14 - sivý polymiktný zlepenec, 15 - staršie paleozoikum - proterozoikum (?), 16 - hydrotermálny kremeň, 17 - tektonické línie seleckého prešmyku, 18 - tektonická línia „karbonátovej poruchy", 19 - zlomové línie tektonických šupín, 20 - výplň zlomov, 21 - prešmykové zlomy, 22 - štôlňa.

Fig. 3. Geological map of the Late Paleozoic in the northern part of the Považský Inovec Mts. (Miháľ and Novotný in Štimmel et al., 1984). 1 - Quaternary, 2 - Triassic: limestone and dolomite, 3 - 12 - Permian: 3 - 4 - Krivosúd Formation: 3 - green tuffitic sandstone and conglomerate, 4 - violet fine-grained sandstone and shale, 5 - the Permian sedimentary rocks not distinguished, 6 - 10 - Selec Formation: 6 - grey and grey-green arkosic sandstone and conglomerate grey and grey-green with tuffitic sandstone, 7 - grey and green sandstone and conglomerate, 8 - violet arkosic and greywacke sandstone, less shale and polymict conglomerate, 9 - violet sandstone and shale, 10 - grey and green ash tuffs, less tuffitic sandstone, 11 - 12 - Klenkov vrch Formation: 11 - light green and light grey oligomict conglomerate and quartz sandstone, 12 - light green and grey sandstone and conglomerate, 13 - 14 - Carboniferous (Hôrčianska dolina Group): 13 - grey sandstone and shale, 14 - grey polymict conglomerate, 15 - Early Paleozoic - Proterozoic (?), 16 - hydrothermal quartz, 17 - the Selec thrust, 18 - „carbonate fault", 19 - fault, 20 - fault filling, 21 - thrust, 22 - gallery.

v tomto bloku je perm a podložné mezozoikum súčasťou inoveckého príkrovu. V západnom nadložnom bloku prešmyku je vyzdvihnutý karbón a v zóne prešmyku šupiny kryštalinika. Perm je zastúpený okrajovým vývojom.

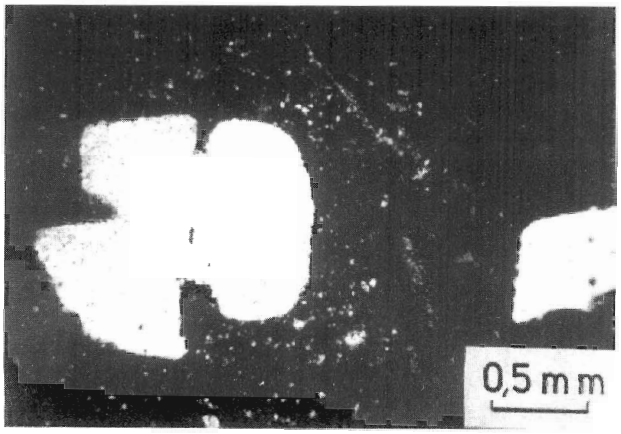
4. Do ďalších štyroch skupín zlomov patria zlomy šupín, západovergentné prešmykové zlomy, zlomy sudetského smeru a zlom smeru VSV.

V skúmanom území vystupuje časť západného okraja kryštalinika severného bloku, prevládajúca časť mladšieho paleozoika a horniny triasu. Horninové komplexy sú vo vzťahu k podložiu v troch rozličných pozíciách.

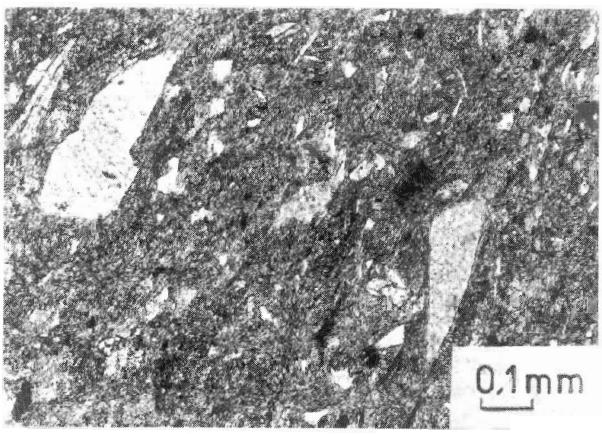
1. Autochtónne postavenie má kryštalinikum severného bloku. Je však alpínsky silne prepracované v celom rozsahu, osobitne pozdĺž západovergentného prešmyku Ostrého vŕška (Putiš, 1981).

2. Osobitné postavenie má blok hornín v nadloží na Z od seleckého prešmyku, ktorý je prešmyknutý až presunutý (na severe) na V. Vystupovanie šupín kryštalinika, karbónu a permu v zóne prešmyku naznačuje paraautochtónny vzťah mladšieho paleozoika a mezozoika ku kryštaliniku v podloží.

3. Alochtónne postavenie voči podložiu má inovecký príkrov, na V ohraničený kryštalinikom pozdĺž prešmyku Ostrého vŕška a na Z seleckým prešmykom. Inovecký



Obr. 4. Magmaticky korodované výrastlice kremeňa (biele) v základnej hmote (čierna) ryolitu. Selec, prechádzajúce svetlo, skrížené nikoly.
Fig. 4. Quartz phenocrysts with magmatic corrosion (white) in rhyolite matrix (black). Selec, transmitted light, crossed nicols.



Obr. 5. Ostrohranné úlomky kremeňa v tufitickom pieskovci. Kálnica, prechádzajúce svetlo, 1 nikol.
Fig. 5. Angular fragments of quartz in the tuffitic sandstone. Kálnica, trasmitted light, 1 nicol.

príkrov vo svojej spodnej kryhe s vrásovo-kryhovou stavbou zahŕňa sekvencie vrchného permu, triasu a jury. Na JV od Trenčianskych Stankoviec vystupuje na povrch spodná kryha príkrovu na čele s prevrátenými súvrstviami spodného triasu a vrchného permu. Vrchná kryha s vrásovo-šupinovou a šupinovou stavbou obsahuje horniny spodného a vrchného permu a časť spodného triasu. Predpodkladáme, že centrálny vývoj permu, ktorý buduje vrchnú kryhu príkrovu, mal sedimentačný priestor západnejšie ako okrajový vývoj v nadloží seleckého prešmyku. Ich terajšie rozloženie je výsledkom príkrovového presunu zo Z pred etapou formovania kmeňových západokarpatských príkrovov. Všetky výstupy mezozoika na V od seleckého prešmyku sú v príkrovovej pozícii.

Príkrovová pozícia výnimočne komplikuje aj tektonickú stavbu seleckého súvrstvia s rudonosnými polohami. Zrudnené polohy v južnej časti územia po kálnicko-zlatnícky zlom vystupujú v tektonických šupinách. Vystupujú v blízkosti seleckého prešmyku alebo ich tento prešmyk priamo segmentuje. Pozícia rudonosných polôh v inoveckom príkrove a v bezprostrednom podloží seleckého prešmyku sa odráža v tektonickom postihu polôh a pretransformovaní primárnej uránovej mineralizácie v polohách.

Vulkanizmus

Vulkanity a vulkanoklastiká sú najrozšírenejšie v súvrstviach centrálneho vývoja. V súvrstviach Klenkovho vrchu a v seleckom vystupujú najmä v ich vrchných častiach. V krivosudskom súvrství sa nachádzajú v spodnej časti súvrstvia.

V súvrství Klenkovho vrchu prevládal extruzívny vulkanizmus s tufitom a tufom, zriedka s polohami ryolitov. V seleckom súvrství opäť prevládajú vulkanoklastiká, aj keď ryolity sú tu zastúpené väčšmi (obr. 4, 5). Telesá ryolitov tvoria ploché šošovkovité telesá dlhé do 500 m a mocné od niekoľkých metrov po 40 m. Nachádzajú sa najmä na S od Selca a na S od Prostrednej doliny. Ich priebeh naznačuje smer ohnísk vulkanizmus JJZ-SSV, a preto sa dá predpokladať, že alpínske štruktúry smeru JJZ-SSV aspoň čiastočne obnovovali rovnako orientované mladovariské zlomové štruktúry. V krivosúdskom súvrství sú vulkanity podradne zastúpené iba v spodnej časti súvrstvia v Hlbokej doline pri Machnáči.

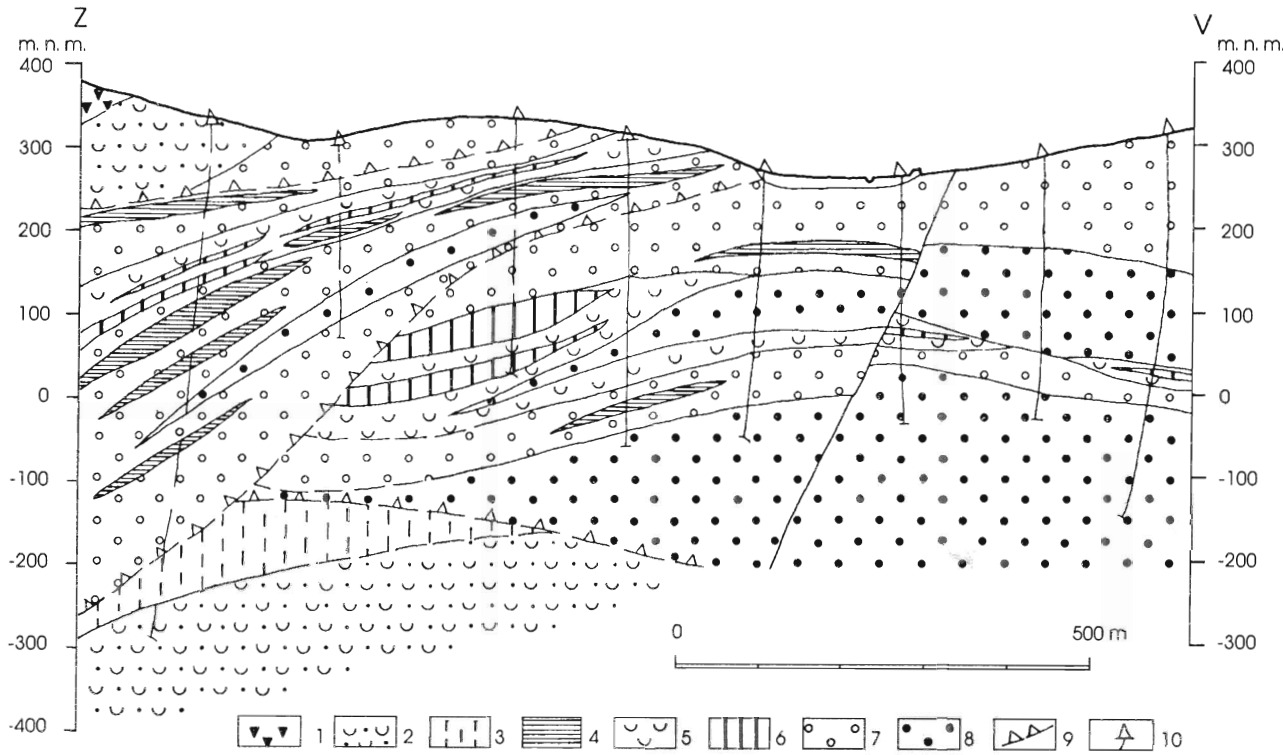
Štruktúra ryolitov je porfyrická s výrastlicami (veľkými 0,5 - 2 mm) magmaticky korodovaného kremeňa a živcov. Najčastejší je albitizovaný ortoklas. V matrixe dominuje kremeň, živce a sericit (Rojkovič, 1980a). Akcesoricky je zastúpený zirkón, rutil, apatit a rudné minerály. Ryolity, a najmä ich zrudnený tuf sú postihnuté prekremenením, karbonatizáciou, pyritizáciou a sericitizáciou.

Preukázateľný je úzky priestorový vzťah uránovej mineralizácie s vulkanoklastikami a vulkanitmi. V okrajovom vývoji, kde sú produkty vulkanizmu zastúpené len rudimentárne, nie je zrudnenie vyvinuté. Permský acidný vulkanizmus bol teda významným činiteľom vzniku primárnej uránovej mineralizácie.

Uránové zrudnenie

Uránové zrudnenie je stratiformné (obr. 6). V seleckom súvrství s hojným zastúpením acidného vulkanizmu sú tri rudonosné polohy. Banské a vrtné práce iba v štôlni 60 overili 15 rudných telies, z ktorých dve tretiny mali bilančné zrudnenie (obr. 7). Rudné telesá majú dĺžku 50 - - 150 m (priemerne okolo 100 - 150 m) a ich mocnosť kolíše od 2 do 12 m. V rámci rudných telies možno vyčleniť šošovky s vyšším obsahom s rozmermi 15 x 1,5 m.

Uránovú mineralizáciu v zrudnených polohách reprezentuje najmä uraninit a zriedkavejšie U-Ti oxidy (sčasti brannerit) a v oxidačnej zóne torbernit (obr. 8-10). Sprevádza ju arzenopyrit, bornit, digenit, dolomit, galenit, goethit, hematit, chalkopyrit, ilmenit, covellín, kremeň, magnetit, molybdenit, pyrit, rutil, sfalerit, tennantit a tetraedrit (obr. 11-13). V úzkej paragenéze s kolomorfným ľadvinovitým uraninitom vystupuje najmä kolomorfný pyrit. Pre-



Obr. 6. Geologický rez kálnickej skupiny v oblasti Selca (Miháľ a Novotný in Štimmel et al., 1984). 1 - 3 - krivosúdske súvrstvie: 1 - kremeňový pieskovec až kremenec, 2 - zelený pieskovec a zlepenec, 3 - fialová, redšie zelená bridlica a pieskovec, 4 - 8 - selecké súvrstvie: 4 - rudné telesá, 5 - sivý a zelený popolový tuf a tufitický pieskovec, 6 - sivé a zelené ryolity a ich tuf, 7 - sivý a zelený pieskovec a zlepenec, 8 - fialový pieskovec a polymiktný zlepenec, 9 - zlomové línie, 10 - vrty.

Fig. 6. Geological section of the Kálnica Group in the Selec area (Miháľ and Novotný in Štimmel et al., 1984). 1 - 3 - Krivosúd Formation: 1 - quartz sandstone and quartzite, 2 - green sandstone and conglomerate, 3 - violet, less green shale and sandstone, 4 - 8 - Selec Formation: 4 - ore body, 5 - grey and green ash tuffs and tuffitic sandstone, 6 - grey and green rhyolite and their tuffs, 7 - grey and green sandstone and conglomerate, 8 - violet sandstone and polymict conglomerate, 9 - fault, 10 - drilling.

tínajú ich mladšie kremeňové žilky s arzenopyritom a sulfidmi (Rojkovič, 1980b).

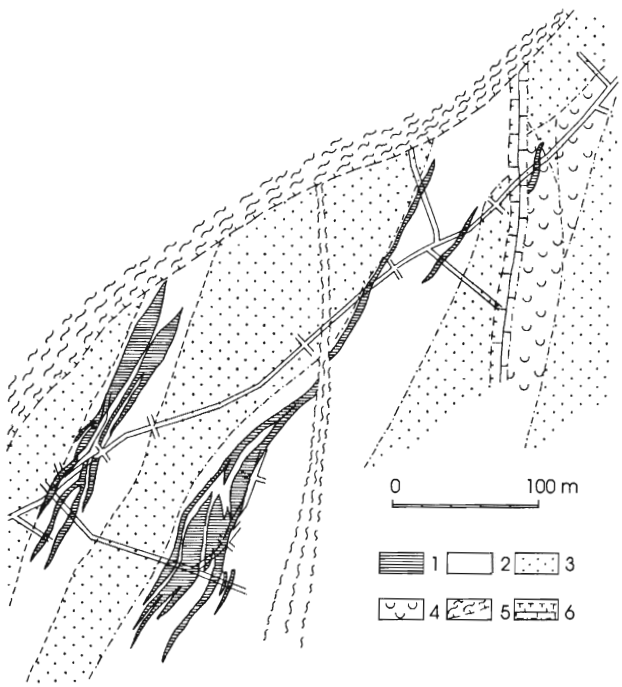
Asociácia prvkov zrudnenia odráža mineralogickú asociáciu zrudnenia reprezentovanú hlavne uraninitom, pyritom, galenitom a chalkopyritom. Obsah rudných prvkov kolíše v širokom rozmedzí (v ppm): U 5 - 5000 (ojedinele až 5,8 hmot. %), Mo 10 - 2010, Cu 20 - 890, Pb do 810 a V 30 - 2000. Z koeficientov lineárnej korelácie vyplýva tesnosť vzťahov U k Pb, Cu a Mo, ktoré sprevádzajú Ni a Co. Pozitívnu koreláciu vykazuje aj S s maximálnou hodnotou až 5,6 hmot. % (priemerne 0,9 hmot. %). Nízkym obsahom organického C v sedimentoch, ako aj chýbaním jeho vzťahu k U sa perm Považského Inovca podobá severogemerickému permu, a to na rozdiel od sedimentov chočského permu, ktoré sú bohaté na zuhoľnatený organický detrit, viažuci uránovú mineralizáciu (Rojkovič, 1980a). Najvyššie koncentrácie U a v menšej miere Cu a Pb sa zistili v popolovom tufe. Do fialova sfarbené sedimenty majú výrazne nižší obsah rudných prvkov ako psefitické a psamitické horniny sivej a zelenej farby. Koeficient rádioaktívnej rovnováhy (Krr) vykazuje výrazný rozdiel medzi prvou polohou, v ktorej prevláda ryolitový tuf (Krr = 0,87), a druhou rudnou polohou v zlepenci (Krr = 1,00). Značná odchýlka od rovnovážneho stavu (Krr = 1,00) v prvej polohe s najvyšším obsahom rudy svedčí o výraznejšej migrácii U a Ra. Obsah Th je nízky aj v zrudnených horninách (6 ppm).

Geochronologické U-Pb datovanie (Štimmel et al., 1984) 82 vzoriek poskytlo najmladší vek pri najbohatších rudách s maximom v strednej kriede (100 ± 30 Ma). Najchudobnejšie rudy permského veku sa koncentrujú pri veku 270 ± 30 Ma. Uvedené dve štádiá mineralizácie zodpovedajú mineralogickému štúdiu. Najstaršie chudobné rudy vznikali po uvoľnení U, najmä pri devitrifikácii a diagenéze acidného tufu a tufitu a po jeho následnom vyzrážaní v horizontoch s redukčným prostredím (pyrit) a vhodnými adsorbentmi (Ti oxidy a ílové minerály). Uraninit v bohatých rudách sprevádzaný mladšími sulfidmi je už produktom alpínskej remobilizácie. Priaznivý vplyv na remobilizáciu mali veľké tektonické línie, ako je selecký prešmyk a šariážna plocha inoveckého príkrovu, ktoré sú s ložiskovými výskytmi tesne späté.

Severné veporikum

Starohorské vrchy

Výskyt uránovej mineralizácie v Selčianskej doline sa nachádza 2,3 km na V od ložiska medi v Španej Doline



Obr. 7. Horizontálna geologická mapa štôlne č. 60 pri Kálnici (Máťuš a Štimmel in Štimmel et al., 1984). 1 - rudné telesá, 2 - sivý a zelený pieskovec a zlepenec, 3 - fialový pieskovec a bridlica, 4 - ryolity a ich tuf, 5 - prešmyková línia a zlom, 6 - „karbonátová porucha".
Fig. 7. Geological map of the gallery No. 60 near Kálnica (Máťuš and Štimmel in Štimmel et al., 1984). 1 - ore body, 2 - grey and green sandstone and conglomerate, 3 - violet sandstone and shale, 4 - rhyolite and tuffs, 5 - thrust and fault, 6 - „carbonate fault".

v súvrství rovnakého mena. Mineralizácia vystupuje v sivozelených vrstvách strednozrnitého až hrubozrnitého pieskovca a arkózy s nepravidelnými vložkami drobnozrnitého polymiktného zlepenca. Nezrudnené sedimenty sú sivofialové. Vrstvy prebiehajú v smere V - Z so sklonom 30 - 50° na S. Ale zrudnenie v dĺžke 300 m sleduje zbridličnatenie hornín smeru V - Z so sklonom 30 - 50° na J, čo potvrdili vrty. Mineralizované šošovky majú dĺžku do 10 m a mocnosť 0,1 - 0,5 m. Horniny postihla sericitizácia, karbonatizácia a pyritizácia. Rudnú mineralizáciu reprezentuje uraninit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, goethit, malachit, azurit, torbernit a zeunerit. Obsah uránu kolíše od 0,028 do 0,20 hmot. %. Obsah ostatných prvkov kolíše v rozmedzí (v ppm): Th 10 - 12, Pb 20 - 510, Ti 1100 - 4400, V 30 - 190, Mo do 2, Y 15 - 50, Cu 10 - 310, Co 5 - 60, Ni 10 - 30 a Zr 150 - 260. Pozitívnu koreláciu s U vykazuje Cu, Sb, As, Pb a Y (Štimmel a Tréger, 1970). Obdobný výskyt je 1,3 km na SZ od Harmaneckých papierní.

Čierťaž

V ľubietovskom perme sú dva výskyty. Na SV v doline Lopejské Čelno na svahoch Belehradu a na JZ pri Brusne v doline Brzáčka. Prvý výskyt je v spodnej časti predajnianskeho súvrstvia (Vozárová, 1979). Mineralizované sú vrstvy svetlozeleného hrubozrnitého arkózového a drobového pieskovca s prechodom do drobnozrnitého polymiktného zlepenca. Priebeh mineralizovanej polohy je SV-JZ, súhlasne s priebehom predajnianskeho súvrstvia. Mineralizácia je známa v dĺžke 200 m a má sklon 40 - 60° na JV. Mocnosť krátkych mineralizovaných šošoviek je do 1 m. Je v nich rozptýlený pyrit, rutil, leukoxén, chalkopyrit, goethit a torbernit. Obsah prvkov je (v ppm): U 40 - 460, Th 1 - 17, Cu 30 - 300, Mo < 3, Pb 20 - 210, Ti 1600 - 3000, V 40 - 140, Ni 10 - 20, Zr 120 - 260, Co 4 - 7, Y 10 - 40 a Corg 400 - 4500.

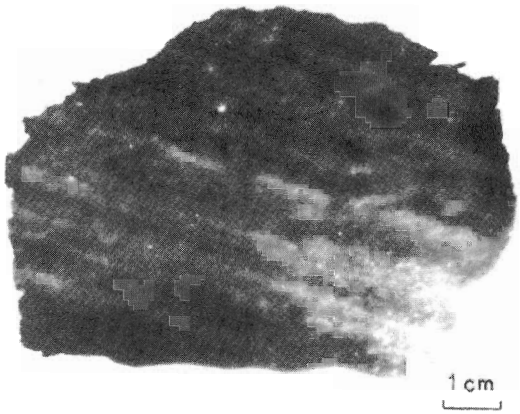
Výskyt Brzáčka pri Brusne sa nachádza na obidvoch stranách rovnomennej doliny v dĺžke 300 m v spodnej časti brusnianskeho súvrstvia. Mineralizácia je v šošovkách smeru JZ - SV so sklonom 30° na JV a v mocnosti do 2 m. Mineralizácia sa nachádza v sivohnedých strednozrnitých arkózach s rozptýleným pyritom. Zistenú sekundárnu mineralizáciu reprezentuje torbernit a goethit. Obsah prvkov je (v ppm): U 90 - 470, Th 10 - 30, Cu 10 - 195, Pb 60 - 560 a Corg 400 - 1100.

Branisko a Čierna hora

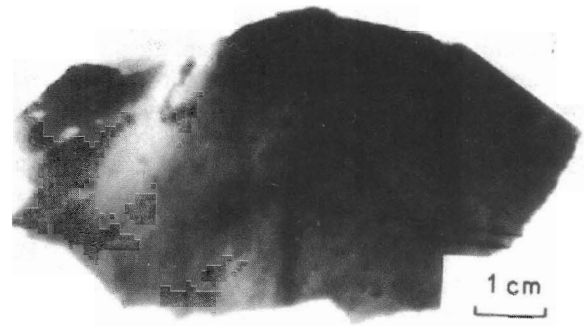
Na Branisku na S od masívu Sľubice na lokalite Čierne je nesúvislá mineralizácia v dĺžke 0,5 km a v Čiernej hore v dĺžke 6 km medzi dolinou Kluknavského potoka až kótou Roháčka. V obidvoch prípadoch je mineralizácia v súvrství, ktoré Vozárová a Vozár (1988) pokladajú za brusnianske súvrstvie. Toto súvrstvie, mocné 200 - 400 m, leží na veporickom kryštaliniku Sľubice a Čiernej hory. V jeho strednej časti prebieha nesúvislý a úzky pruh limonitizovaných hornín, hlavne na SV od Kluknavy (Vyšná dolina, Predná dolina a Prostredná dolina). Je produktom premeny miestami rozšírenej pyritizácie v polohách strednozrnitého a hrubozrnitého arkózového a drobového pieskovca až sivozelenej arkózy. Sedimenty sú výrazne alpínsky zbridličnatené, pričom ide o vrstvovitú bridličnatosť so sklonom 20 - 50° na SV. Priebeh mineralizovaných šošovkových telies je SZ - JV. Ich dĺžka kolíše od 10 do 20 m a mocnosť od 0,1 do 2 m. Pôvodným alotigénnym minerálom hornín je ilmenit, rutil (s obsahom Ta 0,9 a Nb 3,9 hmot. %), zirkón, xenotím, allanit-(Ce) a apatit. Primárnu uránovú mineralizáciu reprezentujú na lokalite Čierne, Čierna hora a Roháčka U-Ti oxidy, ktoré sprevádza pyrit. Ich premenou vznikol goethit, torbernit a zeunerit. Obsah prvkov v Čiernej hore je (v ppm): U 30 - 3500, Corg < 1000, Pb 20 - 282, Ba do 800, Ti 1000 - 4500, Mo < 3, V 30 - 160, Cu 15 - 600, Ni 7 - 12, Zr 120 - 200, Co 2 - 9, Zn do 450, As do 200, Y 13 - 20 a Th 7 - 10. Na Branisku (Čierne) a Roháčke je obsah rudných prvkov nižší (U < 1280 a < 580 ppm).

Tríbeč

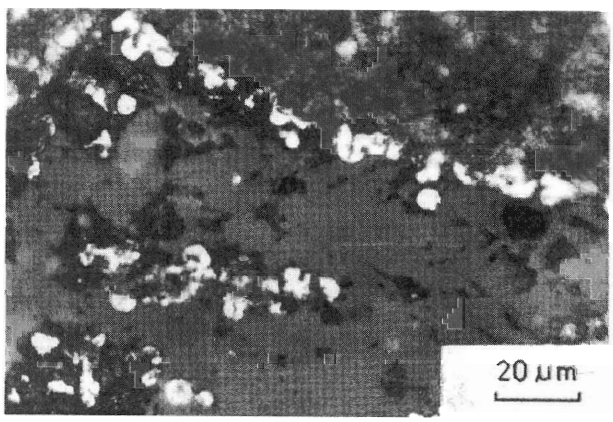
Mineralizácia lokality Veľké pole, 3 km na JZ od obce Veľké Pole, sa nachádza v sv. výbežku veporického permu, ktorý tu leží na metamorfitoch rázdielskeho masívu. Plošne pomerne veľká anomália rádioaktivity sa viaže na tektonicky obmedzenú kryhu skýcovského súvrstvia



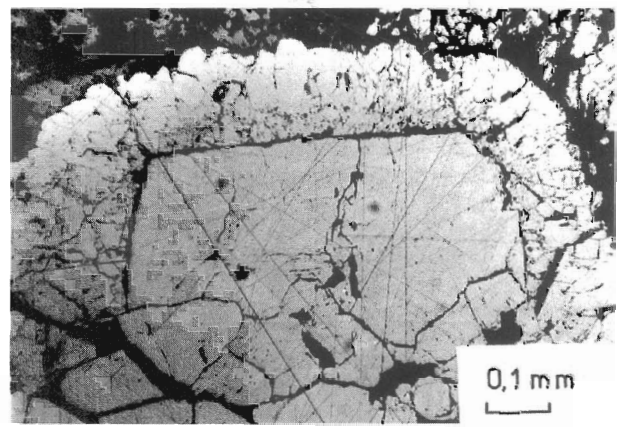
Obr. 8. Autorádiogram vrstvovitej uránovej mineralizácie (svetlá) v tufitickom pieskovci. Selec.
Fig. 8. Autoradiograph of bedded uranium mineralization (light) in tuffitic sandstone. Selec.



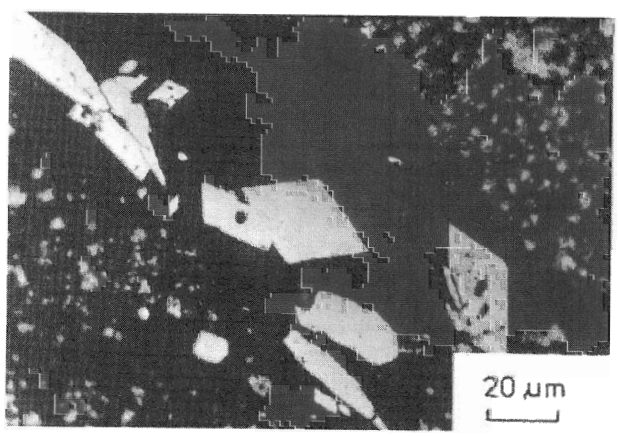
Obr. 9. Autorádiogram bohatej uránovej rudy (svetlá) v ryolitovom tufe s mladšími kremeňovo-karbonátovými žilkami (čierne). Kálnica.
Fig. 9. Autoradiograph of high graded uranium ore (light) in the rhyolite tuff with younger quartz-carbonate veinlets (black), Kálnica.



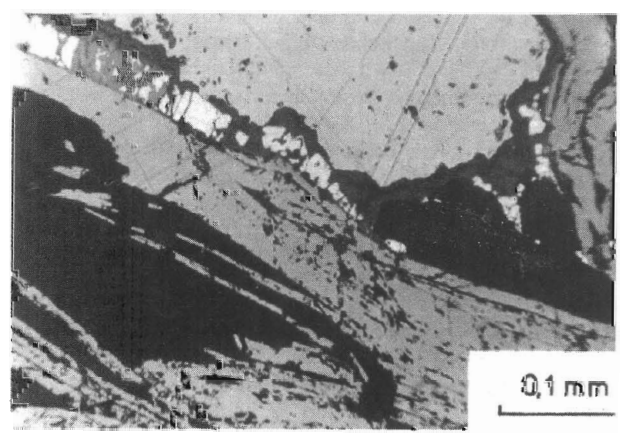
Obr. 10. Sféroidy a kolomorfné agregáty uraninitu (biele) v ryolitovom tufe. Kálnica, odrazené svetlo, 1 nikol.
Fig. 10. Spheroids and colloform aggregates of uraninite (white) in the



Obr. 11. Idiomorfné zrno pyritu (biele v strede) s lemom pyritu so zvýšeným As (sivobiely) a tennantitu (sivý). Kálnica, odrazené svetlo, 1 nikol.
Fig. 11. Euhedral pyrite (white in the centre) with rim of pyrite with increased



Obr. 12. Kosoštvorcové prierezy arzenopyritu (biele) v kremeňovej žilke (čierna), ktorá pretína horninu s jemnozrnným pyritom (sivobiely). Kálnica, odrazené svetlo, 1 nikol.
Fig. 12. Rhombic sections of arsenopyrite (white) in quartz veinlet (black) cutting the rock with disseminated pyrite (greyish-white). Kálnica, reflected light, 1 nicol.



Obr. 13. V kremeňovo-karbonátovej žilke (čierna) vypĺňa chalkopyrit (sivobiely hore) medzizrnové priestory šupinatých agregátov hematitu (svetlosivý). Na ich styku vznikol pyrit (biely). Goethit (tmavosivý) zatláča chalkopyrit a pyrit. Kálnica, odrazené svetlo, 1 nikol.
Fig. 13. Chalcopyrite (greyish-white on the top) fills intergranular space of bladed hematite aggregates (light grey) in the quartz-carbonate veinlet (black). Pyrite (white) was formed in their contact. Goethite (dark grey) replace chalkopyrite and pyrite. Kálnica, reflected light, 1 nicol.

(Vozárová a Vozár, 1988). Na ploche 100 x 200 m sa nachádzajú dynamicky metamorfované vrstvy arkózového pieskovca, arkózy, drobového pieskovca, tufitu a tufu acidného charakteru. Vrstvy sú zlomami zložito rozsegmentované. Mineralizácia sa podľa rádioaktivity viaže hlavne na drobový pieskovec a tuf a je málo kontrastná. Smer vrstiev je SSZ a sklon 20 - 30° na VSV. Slabú uránovú mineralizáciu reprezentuje uraninit narastajúci na rutil a leukoxén. Zo sekundárnych je bežný goethit zatláčajúci pyrit. Obsah prvkov je (v ppm): U 1 - 710, Th 6 - 10, Pb 15 - 100, Ti 1600 - 5400, Mo < 3, V 50 - 210, Cu 10 - 60, Ni 10 - 30, Co 5 - 15, Zn do 20, Zr 170 - 370, Y 15 - 50 a Corg 300 - 800.

Záver

V perme tatrika je známe významnejšie uránové zrudnenie v Považskom Inovci. Je späté s permskými vulkanickými a vulkanoklastickými horninami. Pod vplyvom alpského orogénu primárna permská mineralizácia regenerovala do rudných telies s bohatším uránovým zrudnením. Ložisko je polygénneho typu. Výskyty v perme veporika reprezentujú stratiformné akumulácie chudobných rúd. Vytvorili sa v redukčnom prostredí (pyrit) a adsorpciou na Ti oxidoch a Fe hydroxidoch.

Poďakovanie. Považujeme za milú povinnosť poďakovať sa I. Štimmelovi a všetkým kolegom z URANPRES-u (predtým Uránový prieskum), ktorí nám umožnili odobrať vhodné vzorky. Túto prácu čiastočne podporila Grantová agentúra pre vedu (grant č. 119).

Literatúra

Putiš, M. 1981: Geologicko-tektonické pomery predtriasových útvarov Považského Inovca a kryštalinika Kráľovej hole. *Manuskript - GÚ SAV Bratislava, 160.*

Rojkovič, I. 1980a: Geochemical characteristics of mineralized Permian rocks of the Považský Inovec Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 125 - 137.*

Rojkovič, I. 1980b: Mineralogical characterization of uranium mineralization in the Permian of the Považský Inovec Mts. *In: Zborník Permian of the West Carpathians. Bratislava, GÚDŠ, 137 - 146.*

Štimmel, I. 1980: Správa o výsledkoch prieskumných prác a perspektívach v oblasti Považského Inovca (1975 - 1980). *Manuskript - URANPRES Spišská Nová Ves, 175.*

Štimmel, I. & Tréger, M. 1970: Prieskumné práce na U v perme Starohorských vrchov. *Manuskript - URANPRES Spišská Nová Ves.*

Štimmel, I. et al. 1984: Záverečná správa o geologickoprieskumných prácach v oblasti Považského Inovca (1965 - 1983). *Manuskript - Geofond Bratislava, 236.*

Vozárová, A. 1979: Litofaciálna charakteristika permu v severozápadnej časti veporika. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochém., Metalogen., 6, 61 - 116.*

Vozárová, A. & Vozár, J. 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. *GÚDŠ Bratislava, 314.*

Uranium mineralization in Tatricum and Veporicum units (Western Carpathians)

Uranium mineralization is represented in Tatricum unit by uranium deposits Kálnica and Selec. There are only less important uranium occurrences in Veporicum unit in Čierťaž, Starohorské vrchy, Čierna hora, Branisko and Tríbeč Mts. (Fig. 1).

The Permian of the Považský Inovec Mts. is represented by Kálnica Group with Chalmová, Klenkov vrch, Selec and Krivosúd Formation (Novotný and Mihál in Štimmel et al., 1984). Kálnica Group is derived by Selec thrust of N-S direction into two structural-tectonic blocks. The eastern block (central development) with abundant uranium mineralization is underlying Selec thrust, while the western block (marginal development) overlying Selec thrust is without uranium mineralization (Fig. 2, 3). Mineralized horizons closely underlying Selec thrust underwent tectonic reworking and remobilization.

The structure of Late Paleozoic as well as crystalline basement reflect the Alpine folding and faulting. Autochthonous cover of crystalline rocks of the Považský Inovec Mts. is covered by Inovec nappe with part of crystalline rocks, Carboniferous, Permian and Triassic often in reversed position (Štimmel, 1980). There is the following succesion of structures:

1. Inovec nappe
2. Carbonate fault forming the eastern limit of Selec formation with ore-bearing horizons
3. Selec thrust
4. The others faults.

Volcanic and volcanoclastic rocks are abundant in the formations of central development. Selec Formation is dominated by volcanoclastics and rhyolites are more abundant (Fig. 4, 5). The uranium mineralization show spatial relationship to volcanic and volcanoclastic rocks. The Permian acid volcanism was the important factor of primary uranium accumulation. Marginal development with negligible products of volcanism is without uranium mineralization.

Uranium mineralization is stratiform (Fig. 6). There are three ore-bearing horizons in the Selec Formation with abundant products of acid volcanism. Ore bodies are from 50 to 150 m long and their thickness varies from 2 to 12 m (Fig. 7). Uranium mineralization in ore-bearing horizons is represented by uraninite and less by U-Ti oxides and supergene torbernite (Fig. 8 - 10). They are accompanied by: arsenopyrite, bornite, digenite, dolomite, galena, goethite, hematite, chalcopyrite, illmenite, covellite, quartz, magnetite, molybdenite, pyrite, rutile, sphalerite, tennantite and tetrahedrite (Fig. 11 - 13).

Contents of ore elements vary (in ppm): U 5 - 5000 (rarely up to 5.8 wt. %), Mo 10 - 2010, Cu 20 - 890, Pb do 810, V 30 - 2000. Coefficients of linear correlation show high correlation of U to Pb, Cu and Mo, accompanied by Ni and Co. Positive correlation show sulphur with maximum content up to 5.6 wt. % (average 0.9 wt. %). The highest concentration of uranium has been found in ash tuffs. Violet sediments show distinctly lower contents of ore elements as grey and green sediments.

U-Pb dating (Štimmel et al., 1984) of 82 samples gives the maximum ages 100 ± 30 Ma in the high grade ores and 270 ±30 Ma in low grade ores. The oldest low grade ore was formed due to devitrification and diagenesis of acid tuffs and tuffites. The leached uranium was deposited in horizons with reduction environment (pyrite) and due to adsorbtion of Ti oxides and clay minerals. Uraninite in high grade ores accompanied by younger suphides is product of the Alpine remobilization. Tectonic structures of Selec thrust and Inovec nappe are closely related to uranium deposits and they were favorable for uranium remobilization.

Uranium occurrences in the Veporicum unit represent stratiform accumulation of low grade ore. They were formed in the reduction environment (pyrite) and by adsorbtion of Ti oxides and Fe hydroxides.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 349- 350

Minerálne asociácie a fyzikálnochemické podmienky vzniku Sb-Au mineralizácie v Nízkych Tatrách

MARTIN CHOVAN a VRATISLAV HURAI

Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 17.6.1993)

Mineral assemblages and formation conditions of the Sb, Au - bearing mineralization in the Nízke Tatry Mts.

Sb-Au mineralization is the most common one in the western part of Nízke Tatry Mts., locally forming deposit accumulations (Magurka, Dúbrava, Medzibrod, Lom and others). It is developed in northern as well as in southern slopes of the Nízke Tatry Mts. and localized in Variscan granitoid rocks and metamorphosed gneiss complex. Primary Variscan deformation structures are represented by fault system of NNW, NNE (less NEE) direction with is of substantial importance for formation of the Sb-Au mineralization. These assemblages have been distingnished in the vein Sb-Au deposits in the Nízke Tatry Mts.: 1. scheelite, 2. molybdenite, 3. arsenopyrite - pyrite, 4 - quartz - gold, 5 - sphalerite - Pb-Sb - sulphosalts, 6 - stibnite, 7 - tetrahedrite, 8 - barite, 9 - hematite.

Mineral paragenesis of the Dúbrava deposit has been formed during several depositional stages. Fluid inclusion study demostrates that the earliest, high temperature assemblages with scheelite, molybdenite and arsenopyrite have associated with immiscible $H_2O + CO_2 \pm CH_4$, low salinity fluids (Th = 300 - 400 °C, P = 2 kbars). Epithermal conditions are constrained by the trends in the temperature - salinity diagrams, in which decreasing Th with salinity indicate influx of diluted meteoritic water in the stibnite, tetrahedrite and barite stages. These latest fluids are probably genetically linked with Triassic evaporite formations.

The sulphur isotopic study in the Dúbrava antimony deposit of various sulphide minerals revealed the mantle-derived source of sulphur with signs of crustal contamination. The $\delta^{18}O$ values indicate metamorphic and/or magmatic origin of the CO_2-rich fluids from the high-temperature stages and participation of isotopically lighter meteoritic fluids in later stages of mineral - forming process.

Key words: mineral assemblages, fluid inclusions, stable isotopes, Western Carpathians.

V západnej časti Nízkych Tatier (ďumbierske antiklinórium) je Sb-Au mineralizácia najrozšírenejším typom zrudnenia a na niektorých miestach tvorí ložiskové akumulácie - Magurka, Dúbrava, Medzibrod, Lom a i. Z týchto ložísk sa do nedávnej minulosti intenzívne ťažil antimón, predtým aj zlato, v menšej miere striebro. Sb-Au mineralizácia je vyvinutá na severných aj južných svahoch Nízkych Tatier, má žilný charakter a je v granitoidných horninách a v regionálne metamorfovanom rulovom komplexe. Paleozoické kryštalinické jadro Nízkych Tatier tvoria metamorfované horniny, ktorých vek regionálnej metamorfózy sa podľa analógie s inými jadrovými horstvami Západných Karpát pohybuje okolo 400 Ma (Rb-Sr datovanie). Granitoidné horniny tvoria synkinematické až postkinematické telesá. Podľa Rb-Sr datovania má nízkotatranský granitoid vek 368 + 21 Ma, podľa K-Ar datovania 302 + 40 Ma, čo pravdepodobne zodpovedá veku chladnutia intrúzie (Cambel et al., 1990). Mezozoické sedimenty tvoria nemetamorfovaný autochtónny obal kryštalinického jadra a na ne sú nasunuté mezozoické subtatranské príkrovy. Bazálnu časť mezozoických komplexov na viacerých miestach tvoria permotriasové terigénne a evaporitové formácie. Západnú časť Nízkych Tatier rozdeľujú hlbinné zlomy smeru S - J na niekoľko blokov. Ako primárne variské deformačné štruktúry sa v kryštaliniku označujú zlomové systémy smeru SSZ až SSV, menej VSV smeru. Tieto štruktúry majú rozhodujúci význam pri tvorbe Au-As-Sb mineralizácie (Siegl, 1976), ale tá sa v mezozoických komplexoch nezistila.

V žilných Sb-Au ložiskách Nízkych Tatier sa zistili tieto minerálne asociácie:

1. *Scheelitová.* V kremeňových žilách vystupuje spolu s pyritom. V ložisku Dúbrava je vyvinutá v štruktúrach smeru V - Z a vytvára krátke šošovky v migmatite a rule.

2. *Molybdenitová.* Je známa z pegmatitov z lokality Malé Železné a z kremeňových žíl v granodiorite z ložiska Dúbrava.

3. *Arzenopyritovo-pyritová.* Vystupuje samostatne v kremeni alebo v antimonitových žilách ako staršia mineralizácia. Vytvára aj impregnácie v okolitých hydrotermálne premenených horninách. Predrostre v arzenopyrite vystupuje „neviditeľné" sulfidické zlato (Dúbrava a i.).

4. *Kremeňovo-zlatá.* Plieskovité alebo hrudkovité zlato tu vystupuje ako jediný rudný minerál (niekedy s arzenopyritom a pyritom) v kremeni (Magurka a i.).

5. *Sfaleritovo-Pb-Sb-sulfosoľová (zinckenit).* Je s antimonitom (Dúbrava), niekedy s vyšším zastúpením galenitu a sulfosolí s vyšším obsahom Pb (boulangerit) (Magurka). Žilovinu tvorí dolomit až ankerit, v menšej miere kremeň.

6. *Antimonitová.* Je takmer monominerálna, niekedy s pyritom v kremeňovo-dolomitových žilách.

7. *Tetraedritová.* Je s chalkopyritom, bournonitom, niekedy s chalkostibitom, Pb-Sb-Bi sulfosoľami v kremeňových a Fe-dolomitových žilách, niekedy s barytom. Tetraedrit je striebronosný.

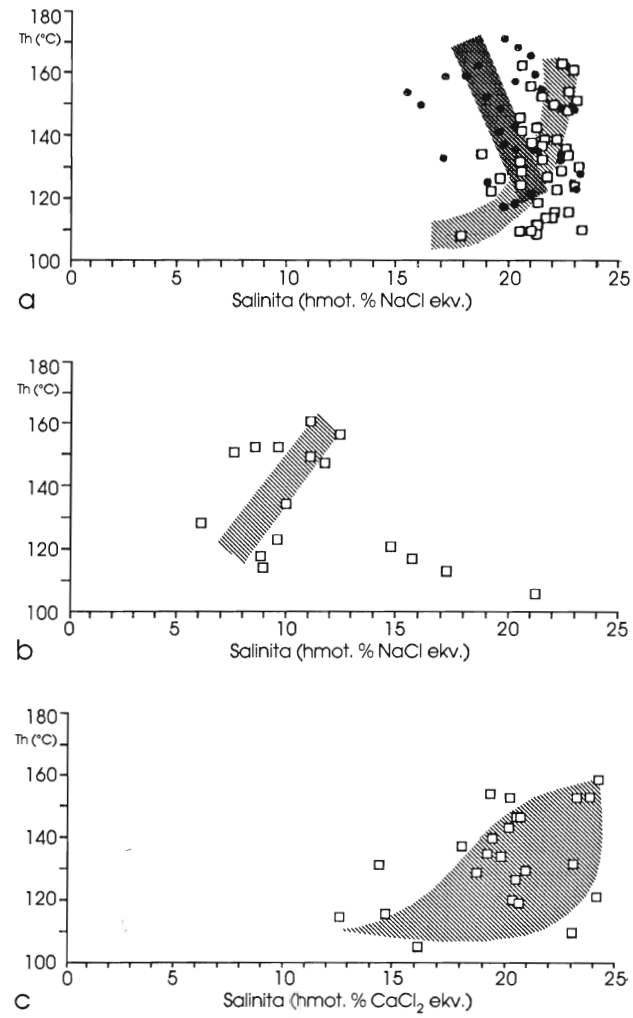
8. *Barytová.* Vystupuje (Dúbrava) v samostatných žilách nerešpektujúcich variské deformačné štruktúry. Zriedkavý je Fe dolomit, kalcit, stroncianit, kremeň, hematit a magnetit.

9. *Hematitová.* V kremeňových žilkách sa zistila v kryštaliniku, ako aj v triasovom kremenci v oblasti Magurky a na mnohých ďalších miestach v Nízkych Tatrách.

V ložisku Dúbrava vznikala mineralizácia v niekoľkých minerálnych štádiách. Štúdiom fluidných inklúzií sa zistilo, že staršie, vyššie termálne asociácie so scheelitom, molybdenitom a s arzenopyritom vznikali z H_2O + CO_2 ± CH_4, nízko salinných fluid pri teplote medzi 300 - - 400 °C a tlaku okolo 2 kbar. Pomocou arzenopyritového termometra sa stanovila teplota arzenopyritu impregnovaného v hydrotermálne premenených granodioritoch na 400 ± 15 °C a arzenopyritu asociujúceho s pyritom v kremeňových žilách na 380 ± 20 °C (Sachan a Chovan, 1991). Kryštalizácia hlavných rúd s antimonitom a zinckenitom súvisí s cirkuláciou H_2O + NaCl + KCl fluid (15,5 - 23,5 hmot. % NaCl eq). Salinita vodných fluid asociujúcich s tetraedritom je okolo 10 hmot. % NaCl eq. Kremeň posledného barytového štádia vznikal z vodných fluid bohatých na $CaCl_2$. Tieto najmladšie fluidá mohli geneticky súvisieť s formáciou triasových evaporitov. Epitermálne podmienky počas vzniku hlavnej rudnej mineralizácie - sfaleritovo-sulfosoľovej, a hlavne antimonitovej, ako aj následných mladších mineralizácií, tetraedritovej a barytovej - dokumentujú trendy na diagramoch teplota - salinita (obr. 1), v ktorých klesajúca teplota homogenizácie (Th) spolu so salinitou indikuje miešanie endogénnych a meteorických fluid.

Údaje izotopického štúdia sú v zhode s uvedeným modelom. Rozpätie hodnoty $\delta^{34}S$ (Sachan a Kantor, 1990) študovaných sulfidov z ložiska Dúbrava (antimonit, sfalerit, pyrit) je malé (od -1,7 do +6,3 %; priemer +3,2 %) a zodpovedá fluidám endogénneho pôvodu, ktoré môžu súvisieť s intrúziou granodioritového zloženia s plášťovým zdrojom síry. Obohatenie mladších generácií pyritu (so sulfosoľami, antimonitom a tetraedritom) o ^{34}S indikuje plášťovú kontamináciu. Baryt, ktorý kryštalizoval v tetraedritovom a barytovom štádiu, má hodnotu $\delta^{34}S$ od 18 do 30,8 %. Tieto hodnoty možno vysvetliť dvojakým zdrojom sulfátovej síry: môžu pochádzať z oxidovaných sulfidických rudných fluid alebo môžu byť odvodené z evaporitových komplexov, príp. z hypersalinnej morskej vody (Sachan a Kantor, 1990).

Pomerne vysoké hodnoty $\delta^{18}O$ (od +3,3 % do +8,5 %) sa stanovili pre vodu v rovnováhe s kremeňom scheelitového a arzenopyritového štádia. Predpokladáme tu prevahu metamorfnej (príp. magmatickej) vody vo vysokoteplotných roztokoch bohatých na CO_2. Hodnoty $\delta^{18}O$ medzi -9,3 % a +1,5 % sa stanovili pre vodu v rovnováhe s kremeňom asociujúcim so sfaleritom, tetraedritom a barytom. Potvrdzujú predpoklad o prítomnosti ľahších meteorických fluid v mineralizačných roztokoch mladších minerálnych asociácií.



Obr. 1. Vzťah teploty homogenizácie (Th) a salinity fluidných inklúzií v kremeni. a - zo sfaleritovo-sulfosoľového (plné krúžky) a antimonitového (prázdne štvorce) štádia, b - z tetraedritového štádia, c - z barytového štádia. Ložisko Dúbrava.

Fig. 1. Plot of homogenization temperatures (Th) and salinities of fluid inclusions in quartz from a) sphalerite (solid circles) and stibnite (open squares) stages, b) tetrahedrite stage, c) barite stage. Dúbrava deposit.

Literatúra

Cambel, B., Kráľ, J. & Burchart, J. 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát. *Veda Bratislava, 183.*

Sachan, H. K. & Chovan, M. 1991: Thermometry on arsenopyrite-pyrite mineralization in the Dúbrava antimony deposit (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 42, 5, 265 - 269.*

Sachan, H. K. & Kantor, J. 1990: Sulphur isotopic study of the Dúbrava antimony deposit, Nízke Tatry Mts., Czechoslovakia. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 6, 749 - 757.*

Siegl, K. 1976: The structure of the Low Tatra pluton (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 27, 149 - 164.*

Mineralia slovaca, 25 (1993), 351- 358

Výsledky povrchového litogeochemického štúdia v priestore W-Mo ložiska pri Rochovciach

MILAN GARGULÁK[1] a JURAJ VANEK[2]

[1]Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]Vígľašská 11, 851 06 Bratislava

(Doručené 21.6.1993)

Results of the surficial lithogeochemical research in the area of W-Mo deposit at Rochovce (Eastern Slovakia)

Lithogeochemical research of the surficial samples collected in the surroundings of the W-Mo mineralization at Rochovce revealed that the W is the predominant element within the anomalous zone and it displays a spatially materially satisfactorily contrast aureole. The other element which indicate the distribution of the mineralization are Sn, Mo, Rb and K_2O.

Sb(?), Bi, B, Hg, Zr, Ba, Co, Ti and V on the other hand do not show any genetic link to the mineralization.

Zn, Sr, Na_2O, As, Pb and Cu are deficient within the mineralized zone and they exhibit a spatially negative aureole. The ratios Rb/K_2O, Rb/Sr and K_2O/Na_2O may be used as positive indicators and especially Rb/K_2O is second to W only in delimiting the mineralization at the surface.

Key words: lithogeochemical research, W-Mo deposit, indicate elements

V rámci výskumnej úlohy GÚDŠ sme v priestore W-Mo ložiska pri Rochovciach odobrali 534 horninových vzoriek. Cieľom bolo zistiť prejavy zrudnenia na povrchu. Vzorky sme odoberali v nepravidelnej sieti na ploche asi 25 km^2. V prvom rade sa vzorkovali prirodzené odkryvy a v miestach bez okryvov sa vzorky odoberali aj zo sutiny s prihliadnutím na ich čo najmenší transport. Horninové vzorky sme odobrali z gemerika reprezentovaného ochtinským (297 vz.), štítnickým (16 vz.) a drnavským (12 vz.) súvrstvím a z veporika reprezentovaného rimavským (142 vz.) a slatvinským (71 vz.) súvrstvím.

Vzorky sa analyzovali metódou RFA na Pb, Zn, Cu, As, Sb, Bi, Ni, Co, Mo, Sn, W, Rb, Sr, Zr, Ba, B, Ti, V, Hg, K_2O a Na_2O.

Plošná distribúcia sledovaných prvkov v horninových vzorkách

Vzhľadom na hlavný zámer horninovej geochémie sme na riešenie distribúcie sledovaných prvkov v priestore ložiskového objektu použili (Vanek in Gargulák et al., 1990) viac metód (korelačnú, regresnú a združovaciu analýzu, určovanie základných štatistických charakteristík rozličných litologických súborov a pod.), ale v tomto príspevku uvádzame iba výsledky plošnej distribúcie prvkov, ktoré, ako sme zistili, W-Mo zrudnenie indikujú.

Volfrám

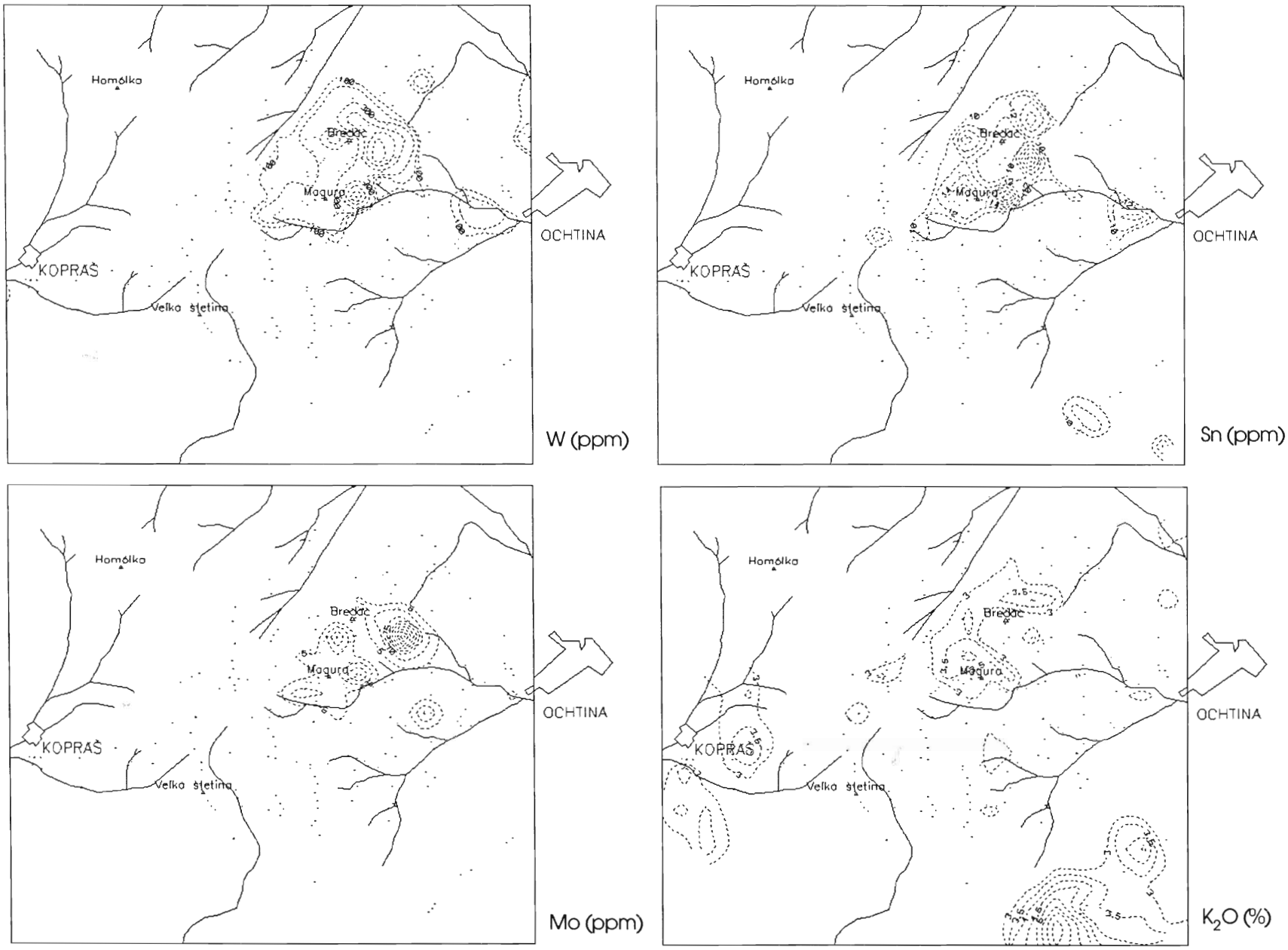
W sa prejavil v povrchových horninových vzorkách skúmaného územia ako dominantne kontrastný prvok. Jeho obsah bol v niekoľkých prípadoch vyšší ako 2500 ppm; v jednom prípade 9,05 %. Približne 20 % vzoriek obsahovalo W v hodnote X00 ppm. Ostatné vzorky obsahovali W v hodnote rovnej alebo veľmi blízkej spodnej hranici dôkazuschopnosti (0,5 ppm).

Vysoký obsah sa zistil najmä v sv. až s. časti študovaného územia. V tomto priestore majú vysoký obsah W dve akumulácie. Prvá, severnejšia, sa tiahne smerom SV-JZ po hrebeni od Rochoviec cez Bredač po Maguru. Okrem nej sa pozitívny obsah W nachádzal už len sporadicky. Najvyšší obsah W je z hrebeňa a z jeho jz. svahu medzi Bredačom a Magurou a viaže sa na pásmo silne prekremenených a limonitizovaných hornín, ktoré reprezentujú východ rudného telesa W na povrchu. Volfrám v tejto zóne prejavuje pozitívnu závislosť jedine s Mo. Negatívnu závislosť sme zistili medzi W a Bi, Zr, K_2O a Ba. Vo vzorkách z tejto zóny bolo možno makroskopicky pozorovať ferberit a na W bohatý limonit s vrstvičkami volframitu. Zistili sme aj uzavreniny a mladšie fázy v kysličníkoch Ti obsahujúce až 10 % W. V s. ramene Ochtinského potoka sme zistili aj významnú scheelitovú anomáliu (až 4000 zŕn scheelitu v šlichu).

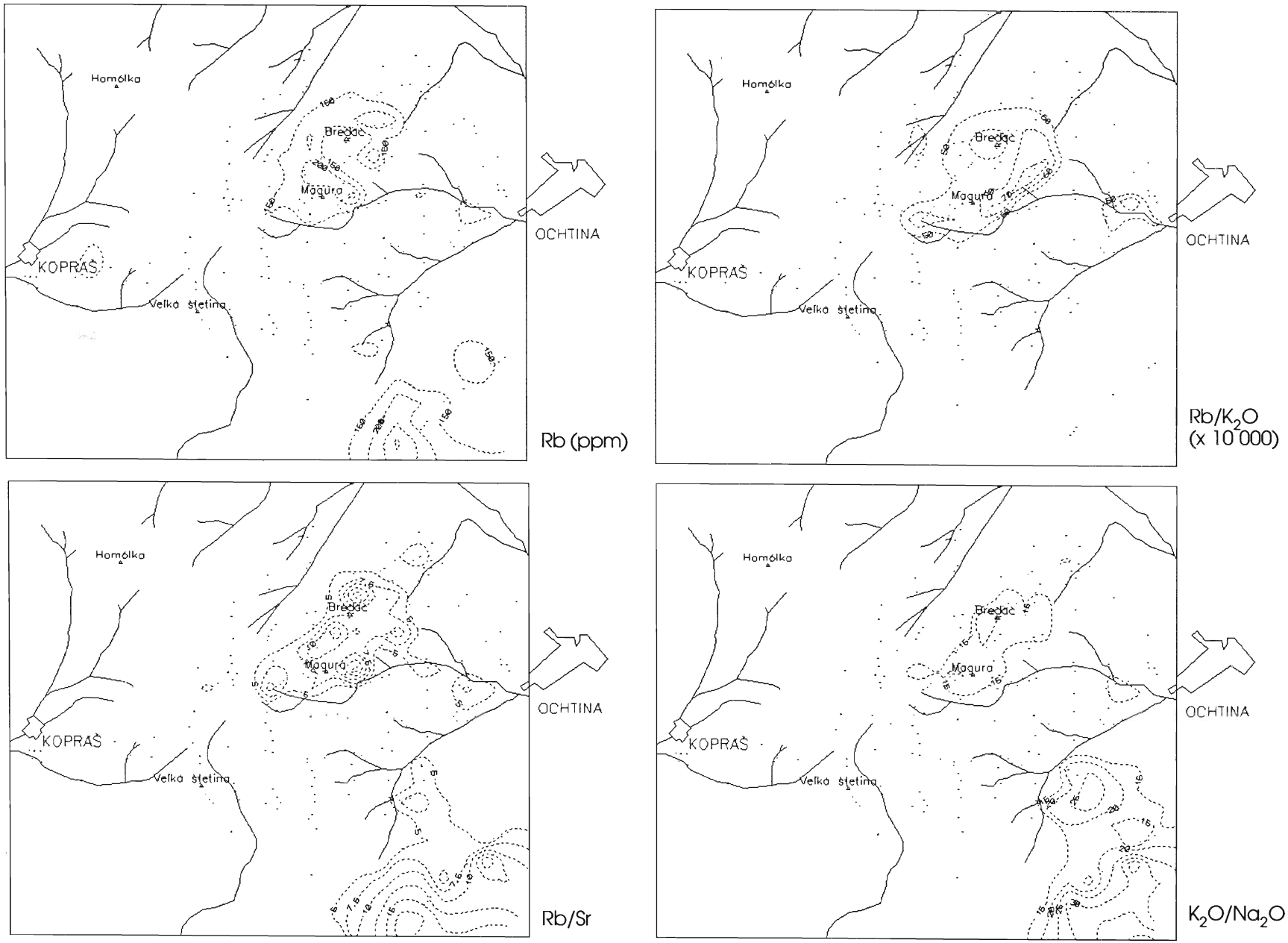
Druhá akumulácia, obsahom W aj plošne podstatne menšia, je na Z od obce Ochtiná. Tvorí ju niekoľko hodnôt s obsahom W od 100 do 455 ppm na ploche 150 x 400 m.

Molybdén

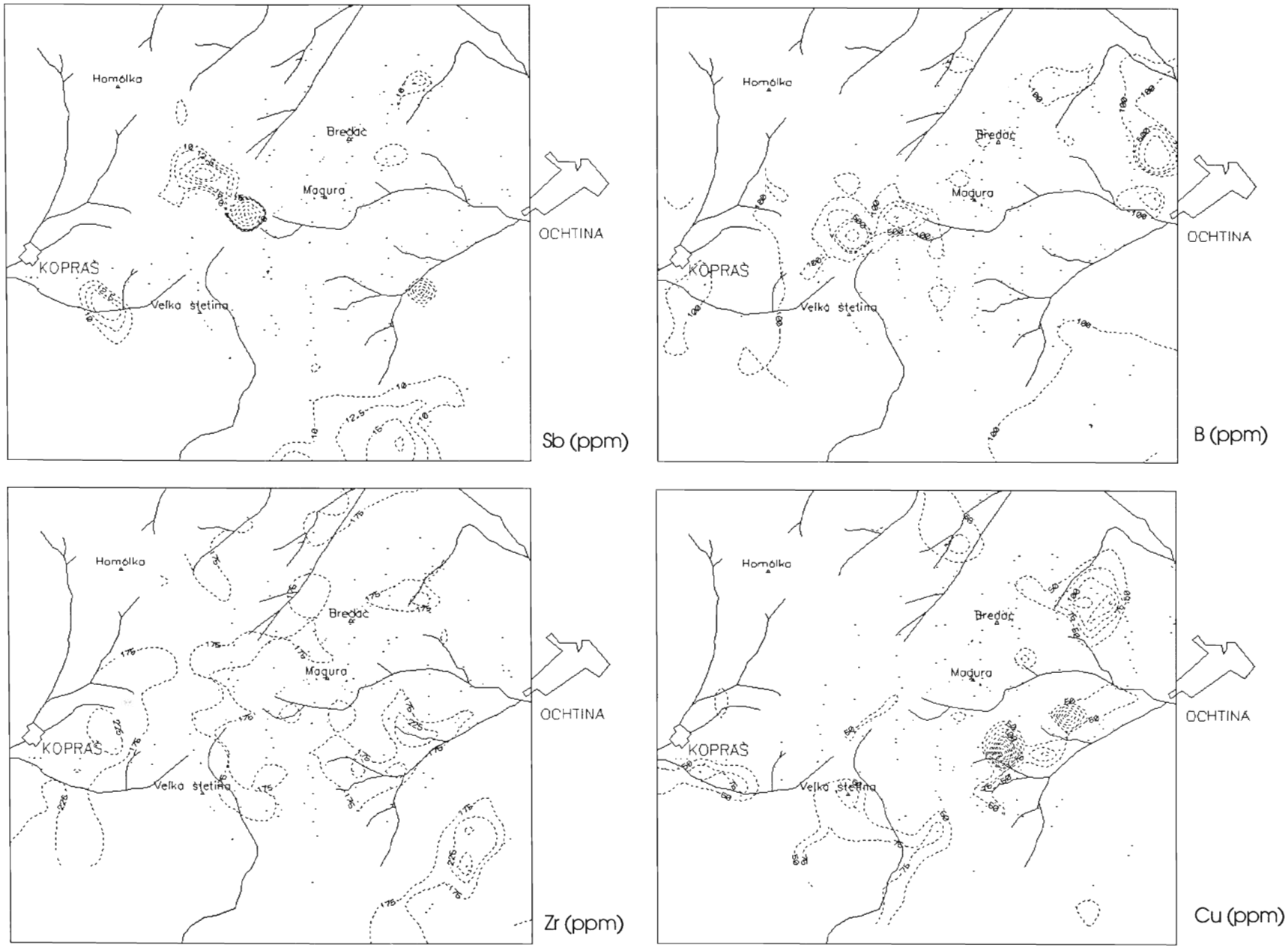
Pri hodnotení Mo sme zistili, že nevytvára takú kontrastnú plochu vysokého obsahu ako W. V analyzovaných vzorkách sa obsah Mo pohyboval od stôp



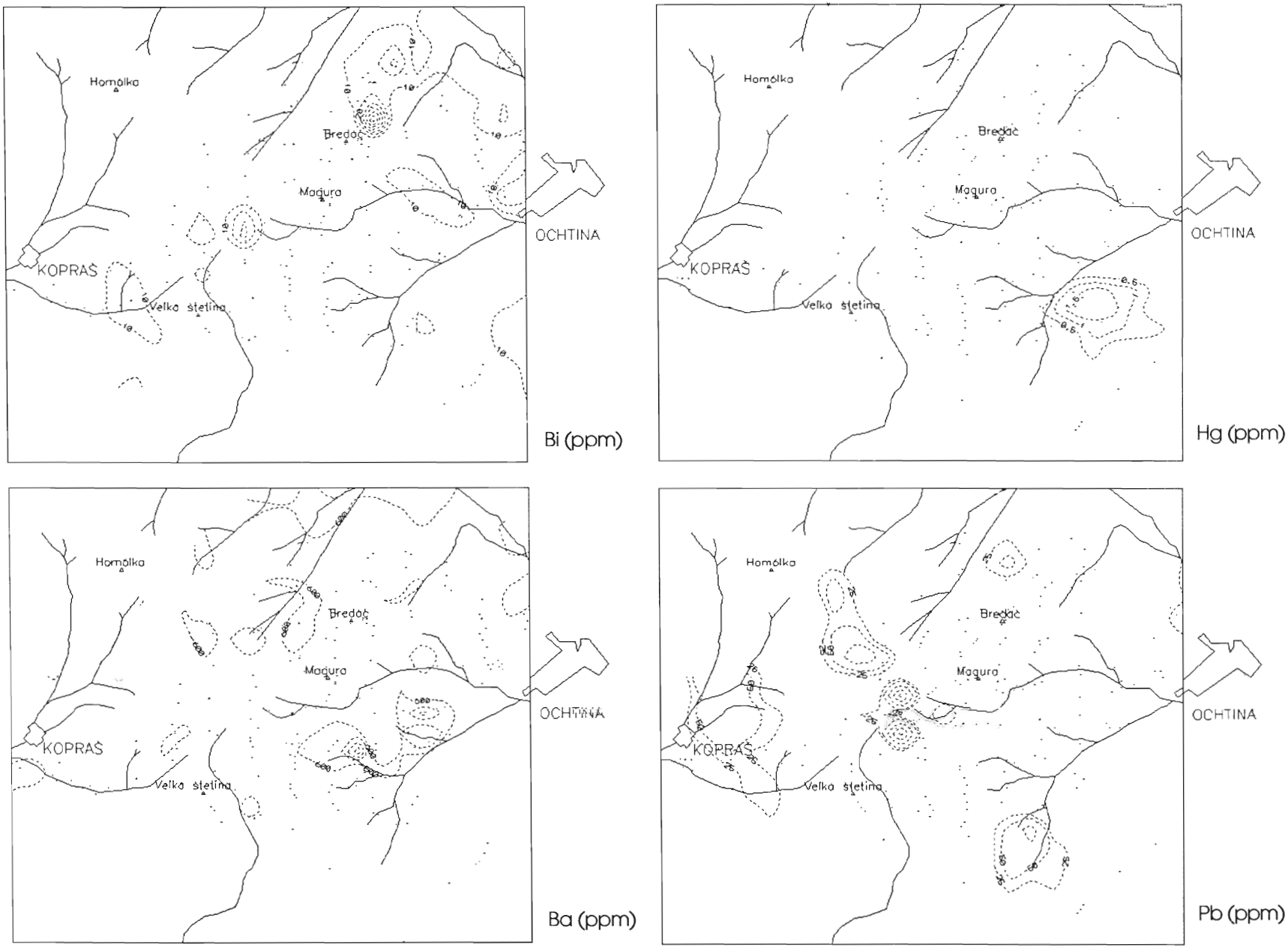
Obr. 1. Distribúcia W, Sn, Mo, K_2O.
Fig. 1. Distribution of the elements W, Sn, Mo, K_2O.



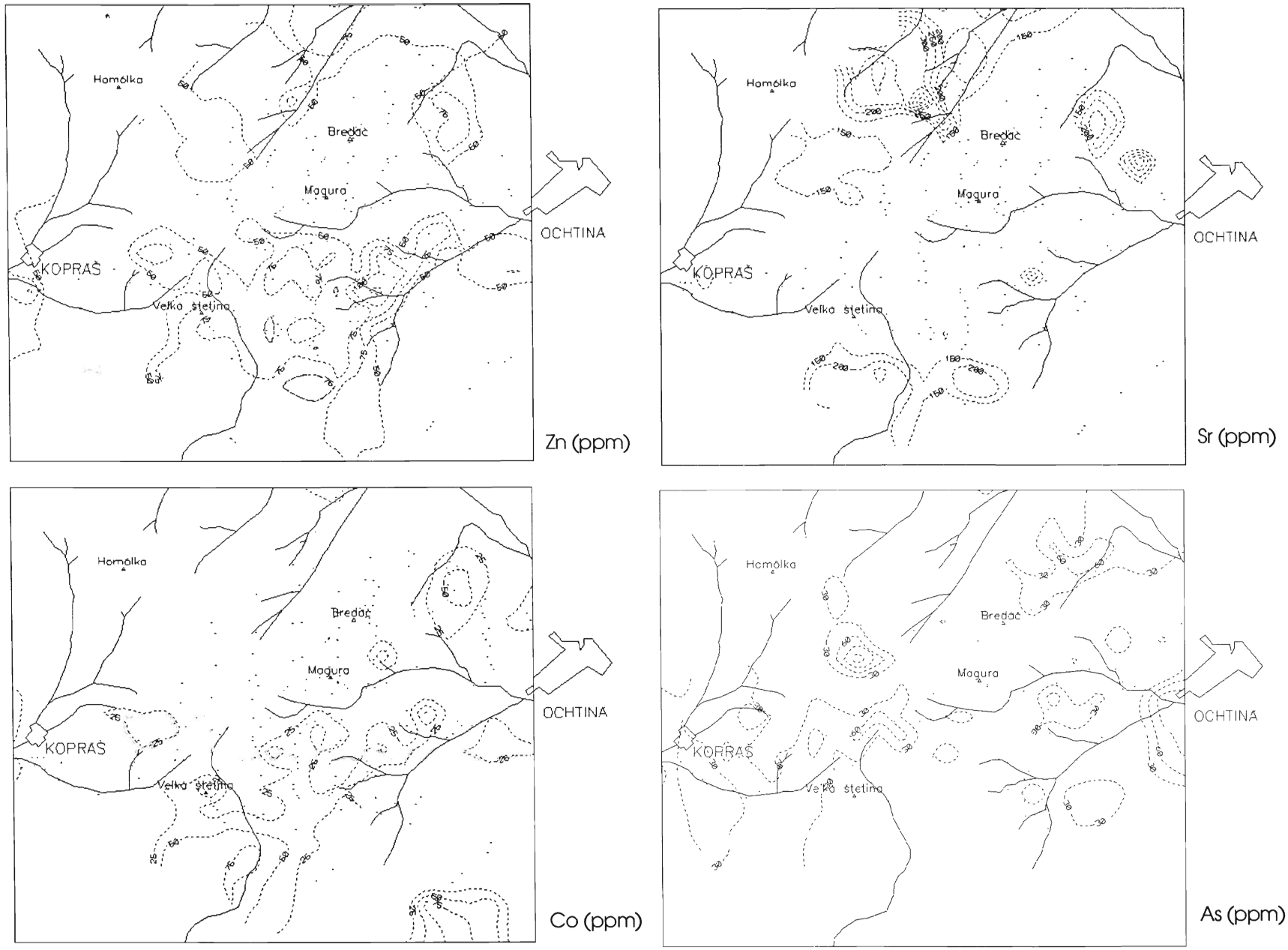
Obr. 2. Distribúcia Rb, Rb/K_2O, Rb/Sr, K_2O/Na_2O.
Fig. 2. Distribution of the elements Rb, Rb/K_2O, Rb/Sr, K_2O/Na_2O.



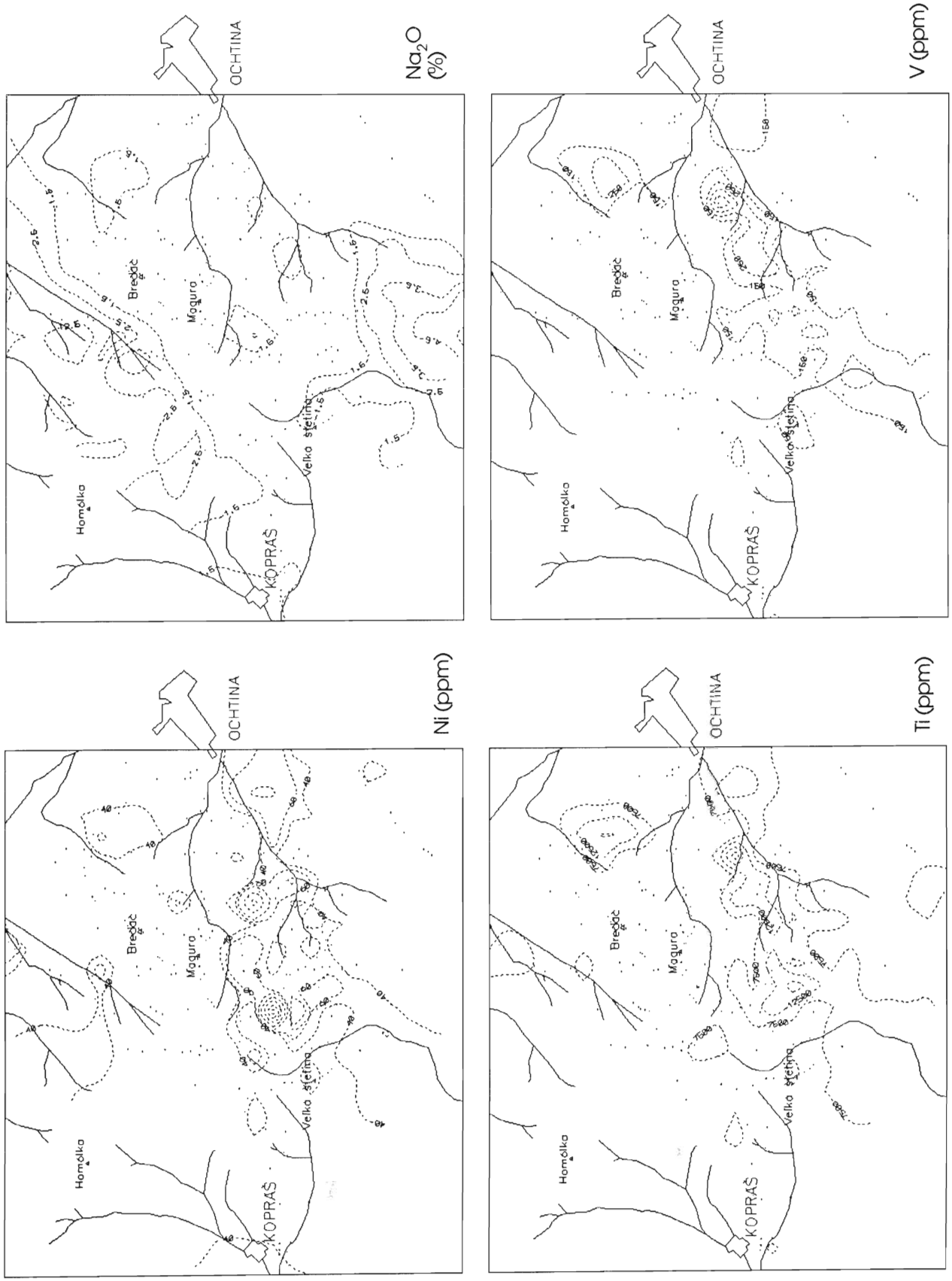
Obr. 3. Distribúcia Sb, B, Zr, Cu.
Fig. 3. Distribution of the elements Sb, B, Zr, Cu.



Obr. 4. Distribúcia Bi, Hg, Ba, Pb.
Fig. 4. Distribution of the elements Bi, Hg, Ba, Pb.



Obr. 5. Distribúcia Zn, Sr, Co, As.
Fig. 5. Distribution of the elements Zn, Sr, Co, As.



Obr. 6. Distribúcia Ni, Na_2O, Ti, V.
Fig. 6. Distribution of the elements Ni, Na_2O, Ti, V.

(0,5 ppm) do 60 ppm. Prednostnú väzbu Mo na istý litotyp sme nezistili. Najvyšší obsah Mo sa viaže na východ rudného telesa W na povrch na hrebeni Magura - Bredač. V tejto zóne Mo pozitívne koreluje s W a zápornú závislosť vo vystupovaní vykazuje s Bi, Zr, Ba, Rb a K_2O. Mimo anomálnej zóny Mo neprejavuje k ostatným prvkom nijaký vzťah.

Pri spracúvaní horninových vzoriek sme molybdenit v minerálnej forme nezistili a neidentifikoval sa ani v šlichových vzorkách. Až neskôr (Gargulák, 1992) sme zistili jeho prítomnosť na viacerých miestach na povrchu.

Cín

V študovanom území tvorí Sn výraznú kladnú aureolu kopírujúcu W zrudnenie. Jej plošný rozsah je prakticky totožný s aureolou W a identické sú maximá. Obsah Sn v analyzovaných vzorkách zo zón s najvyšším obsahom W je 0,5 - 30 ppm.

Aj najvyšší obsah Sn býva v silne prekremenených horninách. Napriek tomu, že sme kassiterit makroskopicky nespozorovali, predpokladáme tu jeho prítomnosť vo veľmi jemnozrnnej forme. Potvrdzuje to aj zvýšený obsah Sn (do 200 ppm) z podsitných frakcií šlichov z tokov odvodňujúcich priestor hrebeňa Magura - Bredač.

Rubídium a K_2O

Podľa geochemických vlastností majú Rb a K tendenciu hromadiť sa v procesoch postmagmatickej etapy, pričom sa dá pozorovať rast koncentrácie Rb ako v absolútnej miere, tak aj v pomere ku K_2O.

Obidva prvky tvoria kladné anomálie priestorovo sa viažuce na tri čiastkové plochy územia. Najvýraznejšiu anomáliu vytvárajú v anomálnej zóne už uvedených prvkov na hrebeni Magura - Bredač. V tých miestach ich zvýšený obsah je naozaj odrazom magmatických procesov, ktoré viedi k vzniku Mo-W zrudnenia. Ďalšie dve oblasti so zvýšeným obsahom Rb a K_2O sú odrazom litologickej náplne hornín vyskytujúcich sa v tomto priestore. V jv. časti sú to hlavne klastické sedimenty štítnického súvrstvia, ktoré sú charakteristické pomerne vysokým obsahom živcového detritu a klastickej sľudy (Vozárová in Bajaník et al., 1983). Obdobne v priestore na V od obce Kopráš sa vyskytujú terigénne sedimenty (pieskovce) rimavského súvrstvia, takisto s podstatným zastúpením živcového detritu.

Rb a K_2O v anomálnej zóne prejavujú pozitívnu závislosť vo vystupovaní so Sn, Zr a Ba, negatívnu s Ni, Co, Zn, Pb, Cu a Sb, teda s prvkami spätými so sulfidickou mineralizáciou.

Okrem uvedených prvkov sme na štúdium povrchových prejavov zrudnenia použili aj pomer Rb/K_2O, Rb/Sr, K_2O/Na_2O. Najlepšie diskriminačné vlastnosti sme zistili pri pomere Rb a K_2O. Plošné znázornenie tohto pomeru je v podstate identické ako pri W.

Na hodnotenie „indikačnej sily" prvkov sme použili neparametrický Smirnov-Kolmogorovov test. Po výpočte λ^2 sa sledované prvky zoradili do týchto skupín:

kladné	($\lambda^2 > 1,5$):	W, Rb/K_2O, Rb/Sr, Rb, K_2O/Na_2O, Sn, Mo, K_2O, Sb
indiferentné	($\lambda^2 > -1,5 < 1.5$) :	Bi, B, Hg, Zr, Ba
záporné	($\lambda^2 < - 1,5$):	Cu, Pb, V, As, Ti, Co, Na_2O, Sr, Ni, Zn

Prvú skupinu tvoria prvky, ktoré sú vyhľadávacími príznakmi W-Mo zrudnenia a v priestore jeho výskytu vytvárajú kladné aureoly. Výnimkou v tejto skupine je Sb, ktorý vystupuje len v menších izolovaných plochách tesne pri okraji výstupu zrudnenia na povrch a jeho vypočítaná hodnota λ^2 je blízka kritickej hodnote 1,5. Druhú skupinu tvoria prvky indiferentné voči prítomnosti zrudnenia a tretiu prvky, ktoré prejavujú negatívne indikačné vlastnosti a nad rudným telesom vytvárajú negatívnu aureolu. Prvky druhej skupiny sú „nezaujímavé", lebo sú v priestore rozmiestnené náhodne, nezávisle od prítomnosti zrudnenia. Ale ani v prípade skupiny prvkov s vypočítanými negatívnymi indikačnými vlastnosťami nie sú niektoré prvky svojím vystupovaním závislé od zrudnenia. Tento zdanlivý rozpor vyplýva z toho, že Ni, Co, Ti a V sú typické zvýšeným fónovým obsahom v horninách (pieskovce a fylity ochtinského súvrstvia), ktoré sa nachádzajú len mimo priestoru rudného telesa. Zvýšený obsah týchto prvkov odráža litologickú náplň hornín a jeho negatívne vystupovanie voči zrudneniu má iba priestorovú, ale nie genetickú súvislosť. Typické prvky s negatívnym indikačným charakterom sú teda len Zn, Sr, Na_2O, As, Pb a Cu.

Záver

W ako dominantný prvok v skúmanom území tvorí dostatočne kontrastnú, izolovanú a hodnotami vysokú aureolu indikujúcu W-Mo zrudnenie viažuce sa na prekremenené, pyritizované (limonitizované) pásmo hornín vychádzajúce na povrch v priestore hrebeňa Magura - Bredač.

Charakter indikačných prvkov W-Mo zrudnenia má aj Mo, Rb, Sn a K_2O. Výborné indikačné vlastnosti prejavuje aj pomer Rb/K_2O, Rb/Sr a K_2O/Na_2O.

Zn, Sr, Na_2O, As, Pb a Cu majú charakter negatívnych indikačných príznakov, a to podľa významnosti tak, ako sú uvedené. Ostatné sledované prvky (Bi, B, Hg, Zr, Ba, Ni, Co, Ti a V) svojím vystupovaním neprejavujú dostatočne významný genetický vzťah k zrudňovaciemu procesu vedúcemu k vzniku W-Mo zrudnenia.

Literatúra

Bajaník, Š., Hanzel, V., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. & Vozárová, A. 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria, východná časť 1:50 000. *GÚDŠ Bratislava, 223.*

Gargulák, M. 1992: Nový nález molybdenitového zrudnenia pri Ochtinej. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 7.*

Gargulák, M., Molák, B., Václav, J., Gubač, J., Határ, J., Bodiš, D., Hraško, Ľ., Kováčik, M., Martinský, L., Hvožďara, P. & Filo, M. 1990: Zhodnotenie prognóznych zdrojov Mo-W a Ni-Co rúd v styčnej zóne veporika a gemerika. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 131.*

Mineralia slovaca, 25 (1993), 359- 361

Metalogenéza a perspektívy Sb mineralizácie v ďumbierskom kryštaliniku

JOZEF MICHÁLEK

Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 7.6.1993)

Metallogenesis and perspective Sb-mineralization of the Ďumbier crystalline (Tatricum, Western Carpathians)

Sb deposits of the Ďumbier crystalline are typical of the wide scale of the mineral-associations. Namely quartz-pyrite-arsenopyrite + Au have the considerable importance.

Key words: Sb-mineralization, Ďumbier crystalline

V súvislosti s ukončením exploatácie antimonitovej rudy a výroby antimonitového koncentrátu z ložiska Dúbrava v Ďumbierskych Tatrách treba syntetizovať poznatky všetkých prác súvisiacich s vyhľadávaním, prieskumom, exploatáciou a spracúvaním antimonitových rúd tohto ložiska, jeho okolia a celého rudného obvodu. V období celkovej recesie rudnej problematiky ide o veľmi dôležité úvahy, pretože každé rozhodnutie môže zásadne ovplyvniť blízku aj vzdialenú budúcnosť surovinovej stratégie v tomto rudnom obvode, lebo prakticky vo všetkých Sb ložiskách a výskytoch alebo v ich blízkom okolí vystupujú rudné telesá so širokou škálou rudných asociácií, najmä drahokovovej mineralizácie, ktoré môžu mať aj v súčasných podmienkach priemyselný význam.

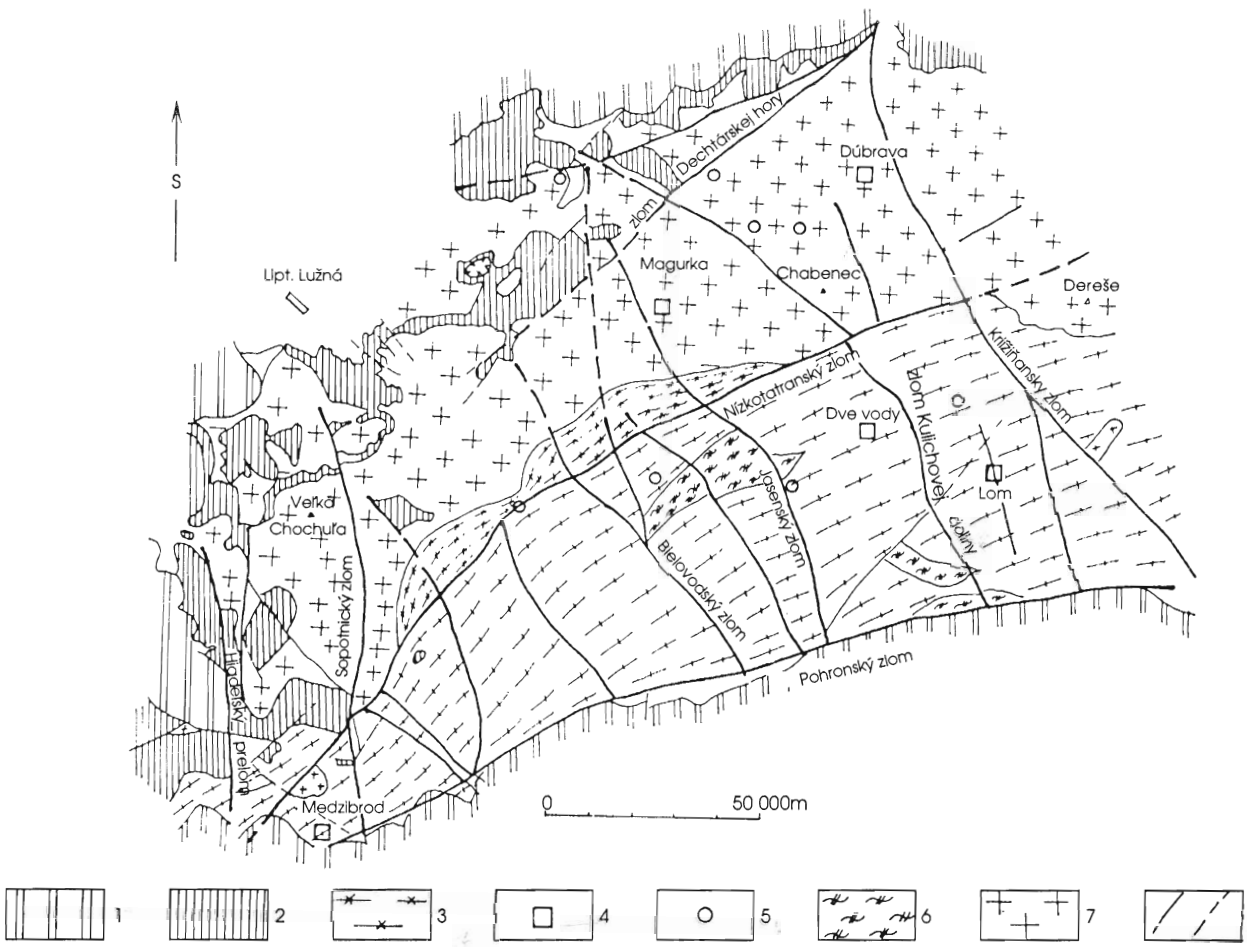
Geologickoložisková charakteristika Sb zrudnenia

Všetky Sb ložiská a výskyty Ďumbierskych Tatier sú v komplexe, ktorý tvoria horniny ďumbierskeho kryštalinika. Ďumbierske kryštalinikum (ďalej ĎK) je typické asymetrickým vývojom horninových typov v smere S - J, čo má pre lokalizáciu a typ zrudnenia prvoradý význam. Rovina asymetrie je pravdepodobne zhodná s líniou štruktúry Šifrovej a zároveň s líniou deliacou granitoidný masív severných svahov od rulového a migmatitového komplexu južných svahov Ďumbierskych Tatier. Podľa našich pozorovaní sa línia neprejavuje jednoznačne, ale jej existencia je evidentná v celej priesovej časti horstva až do styku s horninami krížňanského príkrovu v doline Vážna v úseku priemiku s hiadeľským zlomom (Michálek, 1986). Granitoidný masív na severných svahoch budujú dva hlavné typy - ďumbiersky a prašivský - s viacerými varietami. Hranice obidvoch typov sú pozvoľné, ale prašivský typ je v prevahe v sz. a z. časti. V okrajových častiach masívu sú hojné telesá leukokratného granitu. Súčasťou masívu sú telesá a polohy kryštalickej bridlice, ktoré predstavujú relikty plášťa s typickým anizotropným usporiadaním v smere V - Z, pričom ich priestorová a štruktúrna pozícia nie je jasná. V ložisku Dúbrava banské diela zachytili telesá granitizovanej ruly v mocnosti 250 m a v dĺžke až 1500 m. Ich prítomnosť, ako to potvrdili geologickoprieskumné práce na tomto ložisku, zásadne ovplyvňuje charakter mineralizácie rudných telies. Kryštalické bridlice južných svahov zastupuje mohutný komplex rúl rozličného petrografického typu, pričom dominantné postavenie má biotitická a dvojsľudná rula dvoch textúrnych typov: páskovaná a očkatá s rôznym stupňom migmatitizácie. V priesovej časti horstva vystupuje rula s nebulitovou textúrou, ktorú viacerí autori pokladajú tiež za prechodný typ medzi granitoidným masívom a rulovým komplexom. V západnej časti územia (Vážna a Bukovská dolina) vystupuje komplex rúl s intenzívnym tektonickým prepracovaním a následnou hydrotermálnou alteráciou do takej miery, že sa horniny v praxi zaraďujú do skupiny fylonitov. Tento fakt je pravdepodobne výsledkom zblíženia až vzájomného prieniku hlavných zlomov, a to štruktúry Šifrovej a pohronského zlomu. Súčasťou horninového komplexu sú ložné šošovky amfibolitu a amfibolickej ruly, ako aj horniny nejasného postavenia, ktoré sú produktom slabej metamorfózy. Často ich sprevádza bridlica s grafitovou substanciou, intenzívne prekremenenie a totálna deštrukcia stavebných komponentov. Spravidla vystupuje na výrazných tektonických líniách, a preto podľa našich pozorovaní sú tieto horniny súčasťou mylonitov. Typickým znakom komplexu rúl je prednostné usporiadanie plôch s_1 kryštalizačnej bridličnatosti, ktoré vo väčšine Sb ložísk a výskytov južných svahov tvoria ich štruktúrny základ. Zo štúdia zákonitostí rozmiestnenia Sb zrudnenia v ĎK sú evidentné niektoré vzájomné zhody a rozdiely, ktoré, ako to potvrdili rozsiahle geologické práce, podmieňuje štruktúrna predispozícia a litologická skladba horninového prostredia.

Štruktúrnu predispozíciu potvrdzuje existencia dvoch hlavných zlomových systémov, a to:

- nízkotatranského, smeru V - Z (VSV - ZJZ), ktorý reprezentuje štruktúra Šifrovej, zlom Dechtárskej hory a pohronský zlom,

- priečneho, blízkomeridionálneho smeru, ktorý reprezentuje mýtňanský zlomový systém, jasenský, bielovodský, sopotnický, hiadeľský a krížňanský zlom (obr. 1).



Obr. 1. Geologická mapa okolia ložiska Dúbrava.1 - mezoikum krížanského a chočského príkrovu, 2 - obalové mezoikum (sekvencia Č. Magury, donovalská), 3 - nebulit, 4 - ložiská Sb zrudnenia, 5 - indície Sb zrudnenia, 6 - ortoruly, typ Struhár, 7 - granit - granodiorit, 8 - zlomy: a) overené, b) predpokladané.

Fig. 1. Geological map of the antimonite deposit Dúbrava region. 1 - Mesozoic complexes of the Krížna and Choč nappes, 2 - Cover Mesozoic complexes (sequence of Č. Magura, Donovaly), 3 - Nebulite, 4 - Deposits of Sb ores, 5 - Indications of Sb ores, 6 - Orthogneiss, Struhár type, 7 - Granite - granodiorite, 8 - Faults: a) supported, b) proposed.

Kubíny (1973) vznik nízkotatranského zlomového systému spája so subhercýnskou fázou a priečny systém so sálskou fázou variského orogénu s neoidným obnovením. Uvedené zlomové systémy podmienili vznik troch ložiskotvorných pruhov v priečnom postavení na os masívu, v ktorých sa koncentrujú všetky známe ložiská a indície Sb zrudnenia. Pri porovnávaní mineralizácie ložísk je evidentná zhoda v zastúpení hlavných minerálnych asociácií, pričom ich kvantitatívne zastúpenie závisí najmä od litológie prostredia. Zo všetkých ložísk a výskytov vyčleňujeme nasledujúce minerálne asociácie:

1. kremeňovo-pyritovo-arzenopyritovú, vyvinutú vo forme samostatných žiliek kremeňa so žilkami a agregátmi pyritu, arzenopyritu spravidla s Au, so sprievodnými minerálmi W, Bi, Mo a s akumuláciou Au;

2. kremeňovo-antimonitovú, s priemyselnou akumuláciou antimonitu, so sprievodným pyritom, sulfidmi a sulfosoľami Sb, Pb, Zn a Ag;

3. karbonátovo-barytovo-tetraedritovú, s najvýznamnejšími akumuláciami tetraedritu s Ag, so sprievodnými sulfidmi a so sulfosoľami Cu, Sb a Bi.

Pre ložiská a výskyty severných svahov ĎK je typické dominantné zastúpenie kremeňovo-antimonitovej asociácie. Kremeňovo-pyritovo-arzenopyritová asociácia je vyvinutá v žilách vystupujúcich v telesách migmatitizovanej ruly. Tieto úseky majú miestami najvyššiu akumuláciu Au (3 - 11 g/t), ale zároveň majú nebilančný vývoj Sb mineralizácie.

Pre ložiská a výskyty južných svahov ĎK je typické vzájomné prekrývanie obidvoch minerálnych asociácií, pričom prvá má regionálne zastúpenie. Tento fakt sa veľmi výrazne prejavil pri geochemickej prospekcii a ešte výraznejšie pri overovaní banskými prácami, a najmä pri exploatácii. Pozíciu karbonátovo-barytovo-tetraedritovej asociácie nemožno posúdiť objektívne, lebo bola pri ťažbe antimonitovej rudy neželateľná, hoci, ako to potvrdili vý-

TAB. 1
Hlavné štruktúrno-ložiskové charakteristiky Sb-ložísk ďumbierskeho kryštalinika
The principal structural-depositional characteristics of the Sb-deposit of the Ďumbier crystalline

Regionálna pozícia	Štrukt. typ	Typ rud. telesa	Textúra rúd	Horniny	Hlavné minerálne asociácie
Ložiská severných svahov ĎK	Zlomy puklin. systémy	Pravé žily, žilníky, rud. stĺpy,	Páskov. kokard. brekc. masívna	Granit granodiorit	Kremeňovo-antimonitá
Ložiská južných svahov ĎK	Zóny mylonit.	Ložné žily pravé žily žilníky v osových rovinách vrás	Masívna	Kryštal. bridlica migmatit	Kremeňovo--pyritovo--arzenopyritová, kremeňovo--antimonitová

TAB. 2
Obsah hlavných prvkov kovov v ťažených rudách na Sb-ložiskách ďumbierskeho kryštalinika
Contens of the main ore-elements in the exploited ores of the Sb-deposits of the Ďumbier crystalline

		Podanie (%) g/t	Koncentrát (%) g/t
Dúbrava	Sb	1,6	50,0
	As	0,03	0,1
	Cu	0,005	0,18
	Au	0,8	3,8
	Ag	6,2	17,2
Magurka	Sb	3,0	52,0
	As	0,02	0,1
	Cu	0,003	0,12
	Au	2,5 - 7,2	32 - 86
	Ag	3,0	15,0
Medzibrod	Sb	2,8	50,0
	As	0,6	1,7
	Au	4,49	22,0
	Ag	15,2	16,2
Lom Dve vody	Sb	3,8	30,5
	As	0,4	1,5
	Au	4,2	28 - 58
	Ag	3,5	12,0

sledky geologickoprieskumných a špeciálnych prác, je nositeľom zaujímavého obsahu Ag a Bi. Viaže sa na samostatné žily, spravidla samostatného štruktúrno--morfologického charakteru, a je jednoznačne mladšia ako kremeňovo-antimonitová asociácia.

V ĎK v súčasnosti evidujeme 18 ložísk a výskytov Sb mineralizácie, ale priemyselný význam malo iba ložisko Dúbrava, Magurka, Medzibrod a Lom. Podľa nášho odhadu boli tieto ložiská zdrojom okolo 30 tis. t Sb kovu, 500 kg Au a 1500 kg Ag, pričom 80 % Sb kovu pochádzalo z ložiska Dúbrava a 70 % Au z ložiska Magurka. Podľa uvedeného obsahu hlavných prvkov ťažených rúd sa chemizmus rúd čiastočne odlišoval, čo je v súlade s už uvedenými charakteristikami. Obsah hlavných kovov v podaní a v koncentrátoch je uvedený v tab. 2.

Výsledky geologickoprieskumných prác potvrdili, že vo všetkých hlavných Sb ložiskách a výskytoch v ĎK je obsah hlavných prvkov analogický s údajmi ich exploatácie. Ale je nevyhnutné zdôrazniť, že vo väčšine ložísk južných svahov nedominuje antimonitová, ale pyritovo-arzenopyritová mineralizácia s typickým vysokým obsahom Au. Najvyšší obsah, ktorý môže mať v súčasnosti priemyselný význam, má ložisko Lom-Prašovňa, a najmä ložisko Dve vody-žilník Karol. Podľa najnovších výsledkov z tohto ložiska možno očakávať overenie významnej zásoby Au rúd viažucich sa hlavne na pyritovo-arzenopyritovú mineralizáciu. Haldový materiál zo starých štôlní v doline Štellerova obsahuje: Sb 0,1 - 2,2 %, Cu 0,002 - 0,04 %, As 0,02 - 0,6 %, Au 3,82 - 12,2 g/t a Ag 3,5 - 11,8 g/t. Zároveň treba zdôrazniť, že haldový materiál je jalovinou z ťažby antimonitových rúd. Obdobný stav predpokladáme aj v ostatných výskytoch tejto oblasti.

Z uvedeného vychodí veľmi dôležitý záver, že všetky Sb ložiská a výskyty južných svahov Ďumbierskych Tatier majú z hľadiska overovania Au rúd prvoradý prognózny význam.

Pri posudzovaní reálnych prognóznych možností ĎK je nevyhnutné vychádzať zo súčasného stavu a brať do úvahy:

1. *Spoločenské záujmy.* V tomto prípade ide o fakt, že všetky ložiská a výskyty Sb zrudnenia sú priamo na území NAPANT-u alebo v jeho ochrannom pásme.

2. *Ekonomické podmienky.* Pri súčasnom trende je - okrem skromných výnimiek - celá overená zásoba antimonitu jednoznačne nebilančná. Podľa nášho odhadu, podopretého dlhodobou empíriou spätou s exploatáciou ložiska Dúbrava, treba zabezpečiť zásobu s kvalitou vyše 5,0 % Sb v podaní, čo je podľa súčasných poznatkov málo pravdepodobné.

3. *Stupeň preskúmanosti.* Ložiská a výskyty Sb zrudnenia sú preskúmané nerovnomerne. Spôsobil to nedostatok progresívnej technológie v spätosti s možnosťou výroby Au z pyritovo-arzenopyritových rúd. Postihlo to hlavne rozsah a druh geologickoprieskumných prác na južných svahoch.

Záver

Všetky ložiská a indície Sb zrudnenia v ĎK majú charakter polysulfidických ložísk s vývojom týchto troch hlavných minerálnych asociácií: pyritovo-arzenopyritovej s Au, antimonitovej a tetraedritovej, pričom ich vývoj a rozsah závisia najmä od štruktúrnych a litologických faktorov. Sú reálne predpoklady, že niektoré ložiská južných svahov Ďumbierskych Tatier môžu byť významným zdrojom Au rúd.

Literatúra

Kubíny, D. 1973: Štruktúrno-tektonická pozícia Sb ložísk Nízkych Tatier. *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Michálek, J. 1968: Hlavné faktory lokalizácie Sb-zrudnenia na ložisku v Nízkych Tatrách. *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Mineralia slovaca, 25 (1993), 362- 364

Izotopový a termometrický výskum Pb-Zn zrudnenia v okolí Čavoja

IVAN REPČOK, ELÍGIA FERENČÍKOVÁ, KAROL ELIÁŠ, IVAN RÚČKA,
ANNA KOVÁŘOVÁ, MAGDALÉNA SLÁDKOVÁ a VIERA WIEGEROVÁ

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 11.6.1993)

Isotope and thermometric study of Pb-Zn mineralization in the surrounding of Čavoj locality

Recent information about Pb-Zn mineralization in the surrounding of Čavoj has been supplemented by isotope analyses of oxygen and carbon in calcite: $\delta^{13}C_{PDB}$ from -5.44 to -8.97 ‰, $\delta^{18}O_{SMOW}$ from 14.68 to 20.48 ‰. The TVI decrepitation temperatures range from 300 to 330 °C. These calcites are supposed to have oxygen isotope composition of original hydrothermal solution in the range 10.6 - 15.5 ‰. These calcites are of deep origin and were created at relatively unusual high temperatures 300 up to 330 °C. In pegmatite was found $\delta^{34}S$ of galenite -1.33 ‰ with relatively high TVI decrepitation temperature to 330 up 340 °C. The K/Ar dating of muscovite from this pegmatite gave the result 383 ± 7 mil. years. This number is in agreement with available data. The undulosity study in quartz has confirmed this age. The carbonate undulosity from the vein with granitoide fragments indicates relatively high age (300 ± 50 mil. years).

Key words: isotopes O, C, S, TVI decrepitation temperature, calcite, galenite, undulosity, K/Ar dating

Úvod

Pb-Zn zrudnenie v okolí Čavoja je v súčasnosti objektom záujmu Geologického prieskumu (geologická oblasť Žilina), ktorý tu realizuje vrtné práce. Pretože oddelenie izotopovej geológie GÚDŠ na tejto lokalite v minulosti vykonalo niekoľko izotopových analýz, K/Ar datovanie a trochu podrobnejší paleotermometrický výskum, využili sme možnosť preskúmať izotopové zloženie niekoľkých vzoriek karbonátov na zistenie pôvodu uhlíka, ich termality a datovať pegmatit so syngenetickou žilou galenitu z kolekcie M. Sandanusa (včítane niekoľkých výbrusov na preskúmanie undulozity kremeňa).

Stručný prehľad doterajších poznatkov

História dobývania výskytov v širšom okolí Čavoja siaha do dávnej minulosti. V stredoveku tu bolo v prevádzke viac baní na pyrit a galenit, ktoré pravdepodobne v nepatrnom množstve obsahovali aj zlato, resp. striebro. Kutacia a exploatačná činnosť vrcholila asi v rokoch 1760 - 1790 (Schréter, 1913), ale v druhej polovici 19. stor. okrem niekoľkých háld nebolo po niekdajšom baníctve takmer nijakých stôp (Čermák, 1866). V rokoch 1912 - 1913 sa opätovne otvorilo niekoľko starých štôlní a šachiet. Ďalší pokus obnoviť ťažbu bol v rokoch druhej svetovej vojny (Kuthan, 1941). Kuthan (ibid.) zaradil spomenuté výskyty medzi žilné ložiská hydrotermálneho pôvodu. Okrem Pb rúd sa v okolí Chvojnice našli aj početné zvyšky po kutacích a dobývacích prácach sledujúcich výskyty zlata. Podľa tohto autora sa výskyty geneticky viažu na žily hydrotermálneho kremeňa a zlatonosný pyrit. Koncom roku 1944 sa prieskumné práce pre vojnové udalosti a negatívne výsledky zastavili (ŠÚR, 1946; Ošust, 1948). Roku 1956 sa týmto výskytom venoval Západoslovenský rudný prieskum, zhodnotil staré banské práce, rudné indície a perspektívy rudného rajónu (ZSRP, 1956). Od roku 1976 sú výskyty v okolí Čavoja a Chvojnice opustené a banské práce nepristupné.

Geologické pomery oblasti opísal Ivanov (1957) a Klinec (1958). Podľa nich sú najstaršími horninami Malej Magury kryštalické bridlice, regionálne a kontaktne metamorfované až na horniny katazóny - biotitické pararuly a migmatity. Amfibolity v nich tvoria málo významné šošovkovité vložky. Kantor (1961) K/Ar metódou stanovil vek metamorfózy pre biotitickú pararulu aj pre migmatity na 290 a 300 mil. rokov (čo pri dnešných poznatkoch nevylučuje ich starší vek; pozn. Repčok). Za stratigraficky mladšieho člena sa pokladali granitoidné horniny reprezentované amfibolicko-biotitickým dioritom, leukokratnými granitmi, dvojsľudnými granitmi až granodioritmi, aplitickými a pegmatitickými granitmi. Vzájomné vzťahy medzi týmito typmi boli a sú zložité a doteraz sa uspokojivo nevyriešili. Okolie študovaných výskytov je stykovou zónou kryštalinika a mezozoika obalovej série. Blízkosť obidvoch tektonických jednotiek je zrejme náhodná a na študované zrudnenie nemá genetický vplyv.

Detailne sa geologicko-ložiskové pomery, mineralógia a paragenetické vzťahy oblasti do roku 1977 neskúmali. Podľa hodnotenia ZSRP (1956) v okolí Čavoja a Chvojnice v kryštalických bridliciach Malej Magury vystupuje mnoho drobných hydrotermálnych žíl sledujúcich smery

bridličnatosti (JZ - SV) so strmým sklonom na JV s mocnosťou nepresahujúcou 2 m. Výplň rudných žíl tvoria dve generácie minerálov: staršiu reprezentuje najmä kremeň s kalcitom, barytom a sideritom, mladšiu závalky, žilky až impregnácie galenitu, sfaleritu, v menšej miere pyritu a arzenopyritu. Hojné sú útržky a vložky silicifikovaných hornín okolitého kryštalinika.

Kantor (in Slávik et al., 1967) na základe pomeru izotopov obyčajného Pb galenitu stanovil modelový vek hornín (podľa Holmesa a Houtermansa) na 240 - 250 mil. rokov.

Štúdiom termality prostredníctvom kvapalno-plynných uzavrenín sa zaoberal Eliáš (1977), a to hlavne dekrepitačnou TVI metódou. TVI dekrepitogramy barytu potvrdili nasledujúce: prvé prejavy dekrepitácie spadajú do oblasti 180 - 220 °C; majú veľmi nízku intenzitu a frekvenciu treskov; neprítomnosť počiatku masového roztrhávania uzavrenín a neimpulzné maximum okolo 300 °C vo väčšine vzoriek. Z TVI záznamov galenitu sa konštatovalo: prvé prejavy dekrepitácie v intervale 140 - 220 °C s maximom okolo 180 °C; veľmi nízka intenzita i frekvencia treskov; neprítomnosť nižšie termálneho neimpulzného maxima; vyššie termálne neimpulzné maximum zaregistrované pri všetkých analyzovaných vzorkách (10) v oblasti 300 - - 310 °C; nemožnosť odčítať počiatok masového roztrhávania uzavrenín; intenzívnejšia dekrepitácia sa začína až pri teplote vyše 350 °C, čo už môže byť prejav štiepateľnosti minerálu. Kremeň začal dekrepitovať ojedinelými treskami pri teplote okolo 170 °C. Tresky v kombinácii so slabou neimpulznou degazáciou pokračovali takmer do teploty 350 °C, keď sa uplatnila intenzívnejšia dekrepitácia s počiatkom masového roztrhávania uzavrenín okolo 360 - 380 °C.

Podľa Kantora a Ďurkovičovej (1977) je izotopové zloženie síry barytu z Čavoja $\delta^{34}S$ = +23,7 ‰. To zapadá do rozsahu zisteného pri baryte západokarpatského kryštalinika (+20 až +25 ‰).

Výsledky

Vo vzorkách zo žilného pásu od Čavoja až po cestu Zliechov - Nitrianske Rudno sa sledovalo izotopové zloženie kyslíka a uhlíka kalcitu. Hodnota $\delta^{13}C_{PDB}$ sa pohybuje od -5,44 po -8,97 ‰, hodnota $\delta^{18}O_{SMOW}$ od +14,68 po +20,48 ‰ (pre úplnosť udávame aj hodnotu $\delta^{18}O_{PDB}$ od -15,7 po -10,08 ‰). Hodnota izotopového zloženia uhlíka poukazuje na hlbinný pôvod.

Študovaný kalcit z lokality Čavoj, Baniská a Geschenk obsahuje veľmi drobné kvapalno-plynné uzavreniny, ktorých rozmery nie sú na optické pozorovania a optickú termometriu vhodné. Ich fázové zloženie a vzťah fáz nemožno rozlíšiť ani pri maximálne možnom zväčšení (v našich podmienkach). Geneticky sú to prevažne sekundárne uzavreniny patriace do viacerých puklinových systémov.

Podľa výsledkov izotopových a TVI dekrepitačných analýz možno konštatovať nasledujúce.

Biely kalcit (Čavoj). Jeho TVI dekrepitačná teplota bola 320 až 330 °C. Z izotopového zloženia kyslíka $\delta^{18}O_{SMOW}$ +15,64 ‰ a TVI teploty možno vypočítať pôvodné zloženie izotopu kyslíka v hydrotermálnom roztoku, z ktorého tento kalcit vznikol, na +10,63 až +10,89 ‰. Svedčí to o hlbinnom pôvode kyslíka. Pomerne prekvapujúca je vysoká teplota vzniku tohto kalcitu.

Sivý kalcit. Kalcit z tejto lokality nie je na TVI analýzu vhodný. $\delta^{13}C_{PDB}$ = -8,98 ‰, $\delta^{18}O_{PDB}$ = -15,70 ‰, $\delta^{18}O_{SMOW}$ = +14,68 ‰ sú veľmi blízke predchádzajúcej vzorke bieleho kalcitu.

Biely kalcit (Baniská). Podľa TVI analýzy bola dekrepitačná teplota 300 až 320 °C. $\delta^{13}C_{PDB}$ = -5,44 ‰, $\delta^{18}O_{PDB}$ = -13,96 a $\delta^{18}O_{SMOW}$ = +16,43 ‰. Izotopové zloženie východiskového roztoku $\delta^{18}O_{SMOW}$ = +10,85 až +11,42 ‰. To potvrdzuje hlbinný pôvod tohto kalcitu a vznik pri pomerne vysokej teplote.

Sivý kalcit (Baniská). Podľa TVI analýzy bola dekrepitačná teplota 300 až 320 °C. $\delta^{13}C_{PDB}$ = -7,91 ‰, $\delta^{18}O_{PDB}$ = -10,08 ‰, $\delta^{18}O_{SMOW}$ = +20,48 ‰. Na základe týchto údajov sa vypočítalo izotopové zloženie kyslíka východiskového roztoku $\delta^{18}O_{SMOW}$ = +14,96 až +15,46 ‰. Podobne ako v dvoch predchádzajúcich prípadoch ide o kalcit vzniknutý pri pomerne vysokej teplote z hydrotermy pochádzajúcej z hlbinného zdroja.

Sivý kalcit (Geschenk). Na TVI analýzu nie je vhodný. $\delta^{13}C_{PDB}$ = -7,83 ‰, $\delta^{18}O_{PDB}$ = -11,04 ‰, $\delta^{18}O_{SMOW}$ = +19,48 ‰. Jeho izotopové zloženie je blízke zloženiu sivého kalcitu z lokality Baniská. Analogicky možno predpokladať vysokú teplotu jeho vzniku a hlbinný pôvod uhlíka aj kyslíka.

Každý analyzovaný druh kalcitu je hlbinného pôvodu a vznikol pri pomerne vysokej teplote 300 až 330 °C.

Galenit zo žilky v pegmatite z lokality Čavoj-Nepomuk bol vyseparovaný na určenie izotopového zloženia jeho síry, ktoré je -1,33 ‰ $\delta^{34}S$. Jeho TVI dekrepitačná analýza poskytla pomerne vysokú teplotu 330 až 340 °C. TVI analýza sa podstatne odlišuje od TVI analýzy galenit v práci Eliáša (1977), kde sa namerala podstatne nižšia teplota. Je pravdepodobné, že v našom prípade ide o odlišný typ galenitu. Zo vzorky pegmatitu s galenitovou žilkou sa vyseparoval kremeň a v ňom sa opticky sledovali uzavreniny. V porovnaní so spomenutými kalcitmi obsahuje podobné drobné uzavreniny, ktorých fázové zloženie nemožno rozlíšiť. Geneticky ide o sekundárne uzavreniny patriace do viacerých puklinových systémov. Z TVI dekrepitačného záznamu sa zistila teplota 200 - 220 °C (začiatok dekrepitácie). Na úplnosť uvádzame aj izotopové zloženie síry z galenitu analyzovaného TVI v práci Eliáša (1977): Čavoj (Gapeľ) $\delta^{34}S$ = -2,71 ‰ (ide o galenit z kolekcie Kantora).

Zo vzorky pegmatitu obsahujúceho spomenuté žilky galenitu sa na K/Ar datovanie vyseparoval muskovit objemovou metódou:

$$K = 7,46 \pm 0,15\ \%,$$
$$^{40}Ar = (123,3859 \pm 0,3914).10^{-6} Nccm.g^{-1}$$
$$t = 382,07 \pm 8,02 \text{ mil. rokov},$$

izotopovým riedením:

$$^{40}Ar = 123,7802 \,.\, 10^{-6} Nccm.g^{-1}$$
$$t = 383,17 \pm 6,94 \text{ mil. rokov}.$$

Tento údaj je vo veľmi dobrej zhode s Rb/Sr izochrónou granitoidu Suchého a Malej Magury 393 ± 6 mil. rokov s iniciálnym pomerom $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7060 (Kráľ et al., 1987).

Niekoľko poznámok zo štúdia undulozity

6 II f (2232) Pegmatit muskovitického granitu. Na základe štúdia undulozity kremeňa možno jeho podstatnú časť považovať za syngenetickú s datovaným (K/Ar) muskovitom. Vo výbruse sa našlo niekoľko jedincov kremeňa s nižšou undulozitou, čo môže zodpovedať udalosti spred okolo 290 - 300 mil. rokov. Väčší počet výbrusov by umožnil presnejšie určiť počet generácií kremeňa v tejto vzorke.

6 II e (2231) Biotitický granodiorit. Táto vzorka vykazuje podstatne nižšiu undulozitu kremeňa ako predchádzajúci pegmatit (čo trocha prekvapuje), ale môže ísť o nejaký mladší diferenciát (s vekom vzniku okolo 300 mil. rokov) výrazne tepelne ovplyvnený v mladšom paleozoiku (karbón - perm) tvorbou K-živcov. Možno tu rozlíšiť aspoň tri generácie kremeňa.

DB 154b (4763) Biotiticko-amfibolický kremeňový diorit. Podľa undulozity kremeňa je súveký alebo o niečo mladší ako už spomenutý biotitický granodiorit. Obsahuje mikroxenolity zo starších hornín s vekom okolo 390 mil. rokov.

VY-266 (1015) Amfibolicko-biotitický kremeňový diorit. Je takého istého veku ako predchádzajúci kremeňový diorit, len xenolity sú o niečo mladšie (cca 300 - 350 mil. r.).

VY-269 (1017) Karbonátová žila s útržkami granitoidov. Podľa undulozity kremeňa patria útržky granitoidom starým 350 až 395 mil. rokov. Zaujímavá je tu aj undulozita samého karbonátu, ktorá môže poukazovať na pomerne starý vek karbonátu (okolo 350 ± 50 mil. rokov; tento údaj treba exaktnejšie doložiť). Metodiku merania undulozity kremeňa dávnejšie opísal Repčok (1971).

Záver

Doterajšie poznatky o Pb-Zn zrudnení v okolí Čavoja boli doplnené izotopovými analýzami kyslíka a uhlíka kalcitov (Čavoj, Banská a Geschenk) $\delta^{13}C_{PDB}$ od -5,44 do -8,97 ‰, $\delta^{18}O_{SMOW}$ od 14,68 do 20,48 ‰. Ich TVI dekrepitačné teploty sa pohybujú od 300 do 330 °C. Pre tieto kalcity sa predpokladá izotopové zloženie kyslíka východzieho roztoku v medziach 10,6 - 15,5 ‰. Na základe týchto údajov možno predpokladať, že skúmané kalcity sú hlbinného pôvodu a že vznikli za pomerne vysokej teploty (300 až 330 °C).

Z pegmatitu bola nameraná $\delta^{34}S$ galenitu (Čavoj-Nepomuk) -1,33 ‰ s relatívne vysokou TVI dekrepitačnou teplotou oproti doteraz známym poznatkom.

Muskovit z tohto pegmatitu bol datovaný K/Ar metódou na ± 7 mil. rokov. Tento údaj je v zhode za doterajšími datovaniami. Štúdium undulozity kremeňa vo viacerých vzorkách potvrdilo tento vek. Undulozita karbonátu zo žily s útržkami granitoidov naznačuje relatívne vysoký vek (300 ± 50 mil. rokov).

Literatúra

Čermák, J. 1866: Die Umgebund von Deutsch Proben an des Neutra mit den Žiar und Malá Magura-Gebirge. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst (Wien), Bd. XVI.*

Eliáš, K. 1977: Paleotermometrický výskum Pb-Zn mineralizácie v predmezozoických útvaroch: Ochtiná, Čavoj a Medzev. *Manuskript - Geofond Bratislava, 94.*

Ivanov, M. 1957: Genéza a vzťah granitoidných intrúzií k superkrustálnym sériám kryštalinika Suchého a Malej Magury. *Geol. Práce, Zpr., 47, 87 - 118.*

Kantor, J. 1961: Beitrag zur Geochronologie der Migmatite und Metamorfite des Westkarpatischen Kristallins. *Geol. Práce, Zoš. 60, 303 - 318.*

Kantor, J. & Ďurkovičová, J. 1977: Distribúcia izotopov síry v barytoch západokarpatských ložísk a výskytov. *Manuskript - Geofond Bratislava, 244.*

Klinec, A. 1958: Kryštalinikum severovýchodnej časti Malej Magury. *Geol. Práce, Zpr., 12, 93 - 101.*

Kráľ, J., Goltzman, Y a Petrík, I. 1987: Rb-Sr whole-rock isochron data of granitic rocks from the Strážovské vrchy Mts.: The preliminary report. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 2, 171 - 179.*

Kuthan, M. 1941: Predbežná správa o geologických výskumoch širšieho okolia Čavoja a Chvojnice. *Manuskript - archív GP Žilina.*

Ošust, J. 1948: Zpráva o kutacích prácach v Čavoji v roku 1941 - 1944. *Manuskript - archív GP Žilina.*

Repčok, I. 1971: Stupeň undulózneho zhášania kremeňa niektorých granitoidov Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr., 55, 165 - 171.*

Schréter, Z. 1913: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Német próna (Bericht über die geologische Reambulation von Jahre 1913).

Slávik, J. a kol. 1967: Nerastné suroviny Slovenska. *Bratislava, SVTL, 510.*

ŠBR 1946: Zpráva o zastavení kutacích prác na ložisku olovnatej rudy v Čavoji. (List Štát. banského riaditeľstva v B. Štiavnici Štát. geol. ústavu v Bratislave).

ZSRP 1956: Čavoj a okolie: zhodnotenie starých banských prác rudných indícií a perspektív tohto rudného okrsku. *Manuskript - archív GP Žilina.*

Mineralia slovaca, 25 (1993), 365- 367

Vzácne prvky v paleozoiku ľubietovského pásma veporíd

JÁN ILAVSKÝ

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 17.6.1993)

Rare and trace elements in the Paleozoic rocks of the Ľubietová Zone (Veporicum, Western Carpathians)

The territory of Ľubietová village (Ľubiethen in the past), prospected in 1976 - 1978 for copper, rare and trade elements, is built up by metamorphic Lower Paleozoic complexes and by granitic and Permian sedimentary rocks. In the Permian there are 4 horizons abont 50 - 70 m thick, with 633 ppm of W, Mo, Li, Ga, J, Jb, Ce elements. Granitic rocks contain 40 m thic level with 1260 ppm of Mo, Li, Ga, Nb, and others. Lower Paleozoic complexes create 5 horizons, with total thickness of 129 m and total content 952 ppm of W, Mo, Sb, Bi, Li, Ga, J, Sc, Nb, Ce, Ge.

In all rocks, following mineral-charriers of rare and trace elements, are present: scheelite, monasite, feldspars, micas, pyroxenes and amphiboles.

Key words: Lower Paleozoic complexes, granites and Permian complexes of Ľubietová zone, trace and rare elements, prognostic sources.

Úvod

Atómový vek, ktorý sa začal rokom 1945, sa vyznačuje využívaním množstva vzácnych a stopových prvkov, ako aj vzácnych zemín potrebných v najmodernejších technológiách hutníctva a výroby nových materiálov, najmä supraľahkých, suprapevných, supravodivých a supraizolačných. Dôkazom i dokladom toho sú aj „lietajúce telesá" (UFO) mimozemských civilizácií zo špeciálnych zliatin Au, Ag, Ni, α-Ti, Mo, Be atď. Zdroje energie a svetla týchto telies boli vyrobené na báze K, Mg, Ca, Al, Fe, Ba, Bi, Pt, V a Sr (Buttlar, 1990; Hesemann, 1990, 1992).

Dôležitosť a úlohu spomenutých prvkov v hospodárstve bývalej ČSSR zdokumentovali aj štatistiky spotreby a dovozu, ako aj cien takýchto prvkov do roku 1985 (Ilavský a Maljkovič, 1988). Ich ročná potreba v bývalej ČSSR bola okolo 13 000 - 15 000 t a na ich dovoz sa ročne vynakladalo 281 - 338 miliónov devízových korún. Išlo o B, Bi, Cd, Ce, Ga, Ge, Hf, In, Ir, La, Li, Nb, Nd, Pd, Pt, Re, Rb, Rh, Ru, Se, Sr, Tl, Ta, Te, V, Y, Yb a Zr.

Táto situácia bola podnetom na zostavenie bilancie zásoby stopových prvkov a vzácnych zemín v ťažených rudách Slovenska. Ich množstvo sa odhadlo na 8 565 t, čo pri vtedajších cenách (1987) bola hodnota zhruba 22 mld. Kčs (Ilavský a Maljkovič, 1988). Do tejto skupiny prvkov patril: Bi, Cd, Ce, Cs, Eu, Hf, In, Li, Nb, Rb, Se a V. Ak sa nevezmú do úvahy klasické druhy rudných surovín, resp. ich koncentráty, z ktorých možno vzácne stopové prvky a vzácne zeminy získať (Ilavský a Maljkovič, 1988), treba do budúcnosti sústrediť pozornosť na nové, netradičné geologické komplexy a ich minerály, z ktorých sa takéto prvky dajú získať.

Jedným z mnohých potenciálnych zdrojov viacerých prvkov uvedených typov v Západných Karpatoch je ľubietovské pásmo paleozoika či kryštalinika veporíd, kde sme nedávno vyhĺbili niekoľko štruktúrnovyhľadávacích vrtov pri Ľubietovej (Ilavský et al., 1978).

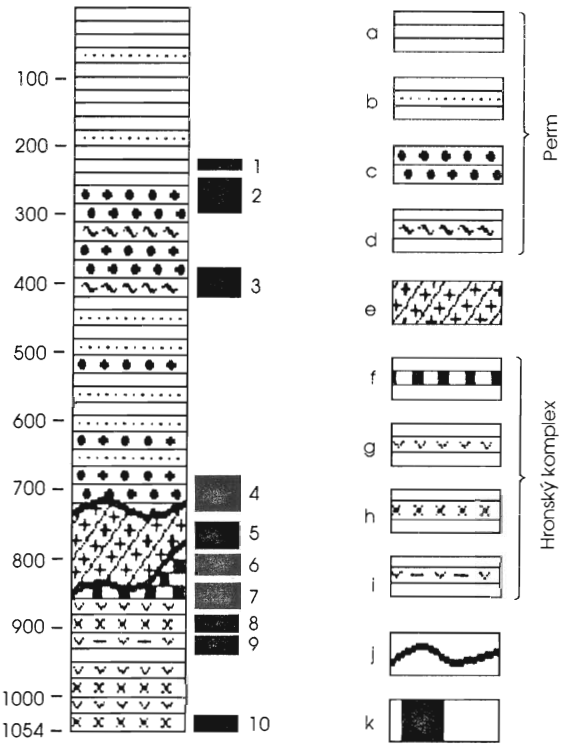
Geologické pomery

V priestore Ľubietovej sa ako perspektívny na vzácne stopové prvky ukazuje ľubietovský perm a kryštalinikum, resp. metamorfované mladšie a staršie paleozoikum, ktorým prenikli dva hlbinné vrty (Ilavský et al., 1978). Tu uvádzame len výsledky z vrtu Lu. 3.

1. *Ľubietovské kryštalinikum* sa pokladá za mezometamorfované až katametamorfované staršie paleozoikum (Kamenický, L. a Gračeva, T. V. 1991). Vo vrte Lu.3 vidno rez staršieho paleozoika v mocnosti 270 m (780 až 1054 m). Komplex budujú vulkanogénne súvrstvia, vo vrchnej časti bázické (amfibolity, amfibolická rula), v spodnej kyslého, intermediárneho až alkalického zloženia (mikrogranity, paleoryolity, paleodacity) so zriedkavými polohami paleogejzíritov. Na základe zirkónu sa vek tohto súvrstvia vypočítal na 300 mil. rokov (Kamenický, L. a Gračeva, T. V., 1991).

Hlavnými minerálmi uvedených hornín sú amfiboly, pyroxény, albit, ortoklas, mikroklín, kremeň, biotit, muskovit a granáty, vedľajšími až akcesóriami zirkón, apatit, rutil, titanomagnetit, pyrit, sulfidy Cu, Pb, Zn a Sb. Podľa geochemických analýz sa predpokladá aj prítomnosť scheelitu, volframitu a monazitu.

2. *Veporidné granity* sú mladším komplexom, ktorý intrudoval do staropaleozoických komplexov (vo vrte Lu.3 od 720 do 783 m). Granit je stlačený, zbridličnatený, zrnitý a s polohami kakiritickej bridlice. Jeho petrografické zloženie tvorí biotit, plagioklasy, ortoklas, mikroklín, kremeň, muskovit a sporadické sú granáty.



Obr. 1. Schematický profil vrtu Lu.3. *Perm:* a - pestrá bridlica, b - droba, drob. pieskovec, c - zlepenec, drob. zlepenec, d - tmavá bridlica, e - mylonitizovaný veporidný granit. *Hronský komplex:* f - amfibolit až rula, g - paleoryolit až paleodacit, h - žulový porfýr až porfyroid, i - tuf paleoryolitu až paleodacitu, j - hranice diskordancií a stratigrafických hiátov, k - bloky so vzácnymi prvkami.

Fig. 1. Schematic cross-section through the borehole Lu.3. *Permian:* a - variegated schists, b - sandstones and arcoses, c - conglomerates, d - black schists, e - scattered (mylonitized) granitoids. *Hron komplex:* f - amphibolite to gneiss, g - paleorhyolites to paleodacites, h - granite-porphyres to porphyroids, i - tuffs and tuffites of acidic volcanic rocks, j - surface of discontinuity and stratigraphic hyatus, k - blocks with enumered reserves of trace and rare elements.

Vedľajšie zložky a akcesórie predstavuje zirkón, turmalín, rutil, sericit, chlorit a albit. Podľa geochemických rozborov možno v žule predpokladať aj výskyt monazitu a scheelitu.

3. *Veporidný perm* ako autochtónny útvar spočíva na kryštaliniku diskordantne a skladá sa z rytmicky sa opakujúcich sérií klastických sedimentov: zlepenca, brekcie, droby, pieskovca, siltovca, pestrej bridlice so sadrovcom ap. Ich petrografické zloženie je pestré, polymiktné a zúčastňuje sa na ňom kremeň, sericit, muskovit, biotit, hematit, turmalín, pyrit, zirkón, titanit, apatit, albit, ortoklas, pertit, chlorit, leukoxén a ilmenit. Podľa výsledkov geochemického výskumu je pravdepodobná prítomnosť barytu, kassiteritu, molybdenitu, sulfidov As, Cu, Pb, Sb, Zn, ako aj scheelitu a monazitu.

Stopové a vzácne prvky

Vrtné jadrá z celého vrtu Lu.3 (vyše 900 vzoriek) sa skúmali na 40 prvkov, z toho 30 stopových. Z nich sme vybrali spravidla 10 prvkov, ktorých rozšírenie je zaujímavé z hľadiska väzby na minerály získateľné v možnom prognóznom meradle, a to najmä preto, že sa vyskytujú masovo v perme aj v kryštaliniku, t. j. v mocnosti niekoľkých desiatok metrov. Keďže sa v obzoroch vyskytuje viac stopových prvkov, môžu mať z prognózneho hľadiska, ale aj pri eventuálnom praktickom využití význam napriek tomu, že ich obsah je nízky. Za prognózne elementy možno považovať Bi, Ce, Ge, Li, Mo, Nb, Sb, Sc, W, Y a Yb. V každom hĺbkovom úseku sa hodnoty v ppm spočítajú, čím sa dosiahne ich väčšia využiteľnosť a hodnota v danom úseku.

Na tab. 1 vidno, že počet využiteľných horizontov vo vrte Lu.3 je 10, z toho 4 sú v perme, 1 v granite a 5 v ľubietovskom kryštaliniku (v metamorfovanom staršom paleozoiku). Stručne ich charakterizujeme:

Blok č. 1 (mocnosť len 4 m !) leží v perme a má 10 možných využiteľných prvkov v sumárnom obsahu 550 ppm (0,0550 %). Využiteľné prvky sú: Ce, Ga, Li, Mo, Nb, Sb, Sc, W, Y, Yb.

Blok č. 2 (mocnosť 30 m) je v zlepencovo-pieskovcovom perme a využiť by sa mohlo týchto 10 prvkov: Ce, Ga, Li, Mo, Nb, Sb, Sc, W, Y, Yb. Ich sumárny obsah je 820 ppm (0,0820 %).

Blok č. 3 (mocnosť 17 m) je tiež obzorom permu v pieskovcovo-zlepencovom vývoji a je v ňom 9 využiteľných prvkov (Ce, Ga, Li, Mo, Nb, Sc, W, Y, Yb) so sumárnym obsahom 540 ppm (0,0540 %).

Blok č. 4 (mocnosť 19 m) je obzor v bazálnom súvrství permu klastického charakteru so zvýšeným obsahom 8 prvkov so sumárnym obsahom 620 ppm (0,0620 %). Ide o tieto prvky: Ga, Li, Mo, Sb, Sc, W, Y, Yb.

Blok č. 5 (mocnosť 30 m) je vo veporidných granitoch a vo vymedzenom úseku sa v ňom vyskytuje 10 prvkov (Ce, Ga, La, Li, Mo, Nb, Sc, W, Y, Yb) so sumárnym obsahom 1260 ppm (0,1260 %).

Blok č. 6 (mocnosť 18 m) leží už v hronskom komplexe amfibolických rúl a amfibolitov a vykazuje zvýšený podiel 7 prvkov (Ga, Ge, Li, Mo, W, Y, Yb) so sumárnym obsahom 520 ppm (0,0520 %).

Blok č. 7 (mocnosť 42 m) je v komplexe vulkanogénneho staršieho paleozoika (mikrogranit, paleoryolit, paleodacit, ich tuf a tufit) a obsahuje 12 prvkov so zvýšeným obsahom v sumárnej hodnote 1730 ppm (0,1730 %). Päť prvkov je kovových (Bi, Cu, Mo, Sb, W) a 4 prvky vzácnych zemín (Ge, Sc, Y a Yb). Blízko hranice so zaujímavým obsahom sú ďalšie 3 vzácne zeminy (Ce, La a Nb). Tento obzor je z prognózneho hľadiska najperspektívnejší.

Blok č. 8 (mocnosť 29 m) je tiež vulkanogénnym komplexom staršieho paleozoika so silicitmi geyziritového typu. Obsahuje 12 prvkov so sumárnym obsahom 1020 ppm. Z nich sú 4 kovové (Bi, Mo, Sb, W) a 8 prvkov vzácnych zemín (Ce, Ga, Ge, La, Nb, Sc, Y, Yb).

Blok č. 9 (mocnosť 13 m) je tiež komplexom vulkanologického kryštalinika s ojedinelými polohami paleogejzirítov. Obsahuje 11 stopových prvkov v celkovom obsahu 920 ppm (0,0920 %). Štyri prvky sú kovové (Bi, Mo, Sb, W) a 7 vzácnych zemín (Ce, Ga, La, Nb, Sc, Y, Yb).

Blok č. 10 (mocnosť 27 m) je spodnou časťou komplexu vulkanogénnej hronskej série. Obsahuje zvýšený podiel

TAB. 1
Bloky so vzácnymi prvkami - vrt Lu.3
Stone-blocks with rare- and trace-elements in borehole Lu.3

Čís. blok.	Geol. útvar	Metráž	Mocnosť	W	Mo	Sb	Bi	Li	Ga	Y	Yb	Sc	Nb	Ce	Ge	La	Cu
1	Perm	235 - 239	4	1⁺	2*	1⁺	1	2*	2*	1⁺	2*	2*	1⁺				
2		264 - 294	30	2*	2*	1⁺	1	2*	2*	2*	2*	1⁺	1⁺	2*	1	1	
3		402 - 419	17	1⁺	1⁺		1	2*	2*	2*	2*	1⁺	1⁺	2*	1	1	
4		688 - 707	19	1⁺	2*	2*	1	2*	2*	2*	2*	1⁺					
5	Granity	734 - 764	30	1⁺	2*	1	1	2*	3*	1⁺	1⁺	1⁺	2*	1⁺		1⁺	
6	Hronský	780 - 798	18	1⁺	2*	1	1	2*	2*	2*	2*				1⁺		
7	komplex	827 - 869	42	2*	2*	3*	2*	1		2*	2*	2*	1⁺	1⁺	2*	1⁺	2*
8		890 - 919	29	2*	2*	2*	2*		2*	2*	2*	2*	2⁺	2⁺	1⁺	1⁺	
9		919 - 932	13	2*	2*	2*	2*	1	2*	2*	2*	1⁺	2*	2*		1⁺	
10		997 - 1024	27	1⁺	2*	1⁺	1⁺	2*	2*	2*	2*	1⁺	1⁺	1⁺		1⁺	

Obsah stopových elementov: 1 = 0 - 9 ppm (0,0009 %), 2 = 10 - 99 ppm (0,0099 %), 3 = 100 - 900 ppm (0,0900 %), * = ekonomicky zaujímavý prvok (nad 100 ppm), ⁺ = hranica ekonomickej zaujímavosti
Contents of trace and rare-elements:1 = 0 - 9 ppm; 2 = 10 - 99 ppm; 3 = 100 - 900 ppm; * = interessting content from economic point of view (over 100 ppm); ⁺ = lower part limite of economical content

12 prvkov so sumárnym obsahom 570 ppm (0,0570 %). Štyri prvky sú kovové (Bi, Mo, Sb, W) a 8 vzácnych zemín (Ce, Ga, Li, La, Nb, Sc, Y, Yb).

Záver

Z uvedeného je zrejmý pomerne veľký rozptyl minerálov, ktoré sú nositeľmi potenciálne využiteľných prvkov s pozoruhodným obsahom.

- V perme sú 4 obzory v celkovej mocnosti 70 m s pozoruhodnou koncentráciou scheelitu, pričom 3 z nich vykazujú koncentráciu monazitu v mocnosti 50 m. Priemerný obsah je 633 ppm.
- Granitoidy v celkovej mocnosti 40 m majú koncentrácie scheelitu, monazitu a ďalších nositeľov vzácnych zemín (živce, sľuda, pyroxén) vo zvýšenej miere (1260 ppm).
- Hronský komplex, resp. metamorfované staršie paleozoikum, obsahuje 5 obzorov v celkovej mocnosti 129 m s pozoruhodnými koncentráciami (952 ppm) scheelitu, monazitu a ďalších nositeľov vzácnych zemín (živce, sľuda, amfiboly, pyroxény).

Z hrubého prepočtu mocností a kvality vychodí, že tri uvedené obzory majú na 1 km² takúto prognóznu zásobu: v perme 11 077 500, v granitoch 12 600 000 a v hronskom komplexe 35 614 320 t vzácnych zemín, dovedna 59 291 820 t.

Literatúra

Buttlar, J. v. 1990: Drachenwege (Strategien der Schöpfung). *Herbig München Slovenský spisovateľ, 1992.*

Hauerová, J. et al. 1989: Ľubietová-Koľba. *[Záverečná správa Surovina Cu (Sb, Ag, Ni, Co, Bi, W).] Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Hesemann, M. 1990: UFO - Kontakten., Hesemann, Töttingen, München. *ETNA, Praha.*

Hesemann, M. 1992: UFO - Důkazy. *ETNA, Praha.*

Hvožďara, P. 1981: Paleovulkanity Západných Karpát a scheelitová mineralizácia. *Zbor. Paleovulkanizmus Západ. Karpát, GÚDŠ Bratislava, 49 - 58.*

Hvožďara, P., Hurai, V., Linkešová, M. & Kravjanský, G. 1985: Regionálna geochémia Západných Karpát (Slovenské rudohorie - západná časť). *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Ilavsky, J., Vozár, J., Vozárová, A., Stankovič, J., Pulec, M., Planderová, E. & Štubňa, J. 1978: Komplexné zhodnotenie vrtov Lu.1, Lu.2, Lu.3 - Ľubietová. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Ilavský, J. & Maljkovič, J. 1988: Stopové, drahé a vzácne prvky v rudách a koncentrátoch neželezných kovov SSR (Potreby, výroba, dovozy, ceny). *Manuskript - archív Ústav aplikovanej kybernetiky a Slov. geol. úrad Bratislava.*

Kamenický, L. & Gračeva, T. V. 1991: Príspevok k vekovým reláciám kryštalických bridlíc ľubietovského kryštalinika. *Mineralia slov., 23, 17 - 21.*

Mineralia slovaca, 25 (1993), 368- 370

Uránové zrudnenie v gemeriku

IGOR ROJKOVIČ[1] a LADISLAV NOVOTNÝ[2]

[1]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava
[2]URANPRES, š. p., Fraňa Kráľa 2, 052 01 Spišská Nová Ves

(Doručené 17.6.1993)

Uranium mineralization in Gemericum (Western Carpathians)

Uranium mineralization occurs in quartz veins with gold and quartz-apatite veins with REE minerals. The veins cut the Early Paleozoic rocks in a proximity of Gemeric granites. Stratiform and vein U, Mo and Cu mineralization occurs in the Permian rocks. Ore elements were leached from the Permian rocks of volcanic origin and accumulated by the reduction and adsorption processes during the Permian. These low-grade ores were remobilized into the higher-grade ores during the Cretaceous.

Key words: uranium mineralization, stratiform, vein, Paleozoic

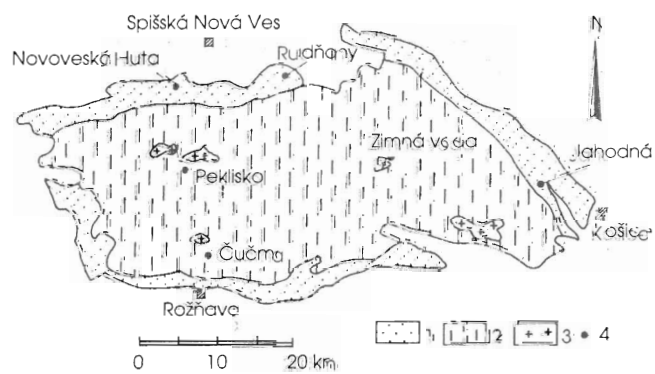
Uránová mineralizácia v staršom paleozoiku gemerika

V gelnickej skupine vystupujú kremeňové a kremeňovo-apatitové žily s uránovou mineralizáciou. V kremeňových žilách uránovú mineralizáciu s uraninitom a branneritom sprevádza zlato a kremeňovo-apatitové žily minerály vzácnych zemín (REE). Najvýznamnejšia uraninitovo-branneritovo-zlatá mineralizácia je na lokalite Peklisko a Zimná voda (obr. 1). Významnejšia U-REE mineralizácia sa vyskytuje pri Čučme. Spoločnou črtou týchto žilných výskytov je ich vystupovanie v blízkosti gemerických granitov.

Čučma. Na S od obce Čučma sa v silúrskom metatufe ryolitov (403 Ma; Cambel et al., 1990) súvrstvia Bystrého potoka nachádzajú kremeňovo-apatitové žily s uránovou mineralizáciou a so zvýšeným obsahom REE (Tréger, 1973). Najdlhšia žila je súbežná s kremeňovo-antimonitovou žilou, ktorá sa dobývala v minulosti zo štôlne a jamy Gabriela. Nachádza sa 150 - 200 m na S, má známu dĺžku 1,7 km, smer 60 - 70 °, sklon 65 ° na JJV a priemernú mocnosť 0,6 m (maximálne do 3 m). Pelymskij (in Tréger, 1973) v nej zistil kremeň, apatit, xenotím, uraninit, pyrit a molybdenit. Varček (1977) identifikoval aj monazit a mladšiu mineralizáciu, ktorú reprezentuje mladší kremeň, siderit, Fe dolomit, dolomit, pyrit, arzenopyrit, pyrotín, markazit, tetraedrit, chalkopyrit, sfalerit, jamesonit a i. Kremeňovo-apatitové žily v metatufe ryolitov sa vyskytujú aj na svahoch Majerskej doliny. Žily majú smer 65 °, sklon 35 ° na JV, dĺžku 50 m a mocnosť 0,1 - 0,3 m. Charakteristickou okolorudnou premenou je sericitizácia a obohatenie draslíkom (Šváb et al., 1966).

U-REE mineralizáciu reprezentuje uraninit, autunit, torbernit, apatit, xenotím-(Y), monazit-(Ce), goyazit-(Ce), plumbogumit-(Ce) a sprevádza ju kremeň, pyrit, molybdenit, turmalín a goethit. Obsah vzácnych zemín a Y vo vzorkách kremeňovo-apatitovej žilnej výplne s uránovou mineralizáciou kolíše v desatinách hmot. % a dosahuje súčet až 1,1 hmot. %.

Uraninit tvorí kolomorfné ľadvinovité a zonálne agregáty veľké až 1 - 2 mm a drobné uzavreniny (veľké niekoľko μm) v xenotíme-(Y). Apatit tvorí niekoľko mm, zriedkavo až vyše 1 cm veľké kryštály, ktoré sa sústreďujú v pruhoch v nerovnomerne zmitom hnedom kremeni, zvyčajne na okraji žily. Bohatý xenotím-(Y) lemuje apatit väčšinou v podobe zonálnych a vejárovitých radiálnych agregátov s tenkými zónami uraninitu alebo autunitu. Y a P v ňom sprevádzajú Dy, Yb, Gd, Er a Sm (do 15 hmot. %). V monazite-(Ce), ktorý sprevádza xenotím, sú hlavnými REE Ce, Nd, La, Sm a Gd. Goyazit-(Ce) a zriedkavejší



Obr. 1. Výskyt uránového zrudnenia v gemeriku. 1 - mladšie paleozoikum, 2 - staršie paleozoikum, 3 - granity, 4 - výskyty uránovej mineralizácie.
Fig. 1. Uranium mineralization in Gemericum. 1 - Late Paleozoic, 2 - Early Paleozoic, 3 - granite, 4 - occurrences of uranium mineralization.

plumbogumit-(Ce) často vystupujú spolu s goethitom, autunitom a torbernitom a sú už supergénnym produktom. Idiomorfné zrná pyritu zatláča goethit a väčšinou pozorovať už len ich relikty v ňom.

V centre lokality pri štôlni Gabriela v hĺbke 220 m zachytil vrt strop telesa gemerického granitu (Šváb et al., 1966). Najhojnejším akcesorickým minerálom granitu je turmalín, apatit a pyrit, ktoré sú bežnými minerálmi kremeňovo-apatitovej žily.

Peklisko. V silúrskej grafitickej bridlici a v lydite na V od kóty Súľová, južne od hnileckých granitov, je kremeňová žila hrubá 0,1 - 1 m. Má smer 70 - 80 °, sklon 70 ° na J a jej predpokladaná dĺžka je 2 km. Obsahuje uránovú mineralizáciu so zvýšeným obsahom Au. Hlavnými rudnými minerálmi sú brannerit, uraninit, goethit a rutil a sprevádza ich zlato, autunit, torbernit, pyrit, galenit, chalkopyrit, bornit, apatit, chlorit a sericit. Varček (1977) navyše uvádza pyrotín, arzenopyrit, markazit, sfalerit, glaukodot, gersdorffit, bizmutín, millerit, bravoit a i. Iné dve žily podobného charakteru sa nachádzajú na severných svahoch Čertovej hole (1267,4 m) na lokalite Peklisko. Ich dĺžka, potvrdená i rádiometrickým prieskumom, je 0,5 - 1 km a mocnosť 0,1 - 1,5 m. Všetky tu zistené žily sa nachádzajú 300 až 500 m od granitu.

Stĺpcové kryštály branneritu čiernej farby (veľké až do 3 mm) sú pozorovateľné aj makroskopicky, najmä v alterovanej žilnej výplni s hojným goethitom a autunitom. Kryštály často tvoria vejárové agregáty a ich chemické zloženie zodpovedá atómovému pomeru $UTi_{1,91-2,11}O_6$. Kryštáliky rutilu uzatvárané v brannerite obsahujú 3 - 4 hmot. % Nb. Uraninit v podobe kolomorfných zonálnych agregátov väčšinou uzatvára a lemuje brannerit. Zrnká zlata veľké niekoľko μm pozorovať v kremeni a v uránových mineráloch. Varček (1977) a Meľnikova (1973) uvádzajú zrná zlata veľké až 0,1 - 0,3 mm. V našich vzorkách dosahuje U 0,13 hmot. % a Au 3 - 6 ppm. Meľnikova (1973) udáva obsah U až do 1,6 hmot. %, P_2O_5 0,64 hmot. % a Au 30 ppm.

Zimná voda. V závere doliny Zimná voda 250 - - 500 m na S a SZ od kóty Tri studne (969 m) je kremeňová žila na dvoch 50 m dlhých úsekoch vzdialených od seba 300 m. Má smer ZSZ a sklon 60 - 70 ° na J. Okolitou horninou je chloriticko-sericitický fylit so šošovkami kvarcitu v súvrství Bystrického potoka. Horniny sú najmä v západnej časti štruktúry a na J od nej postihnuté kontaktnou metamorfózou, ktorú možno pripísať blízkej apofýze granitu humelského masívu (Novotný a Čížek, 1979).

Uránové minerály a zlato tvoria vtrúseniny v hnedastom kremeni a miestami sú v žile makroskopicky viditeľné. V jemnozrnnom kremeni vystupuje hlavne uraninit, brannerit a arzenopyrit (veľké až 1 - 2 mm). Sprevádza ich xenotím, rutil, sericit, chlorit a apatit. Uraninit tvorí kolomorfne koncentrické a zonálne agregáty so synerézными puklinami. Na ne radiálne narastajú stlpčeky branneritu s uzavreninami xenotímu-(Y) a rutilu (s 1 hmot. % Nb). Bežne je prítomné zlato. 5 až 50 μm veľké zrná sú väčšinou nepravidelne zaoblené a zriedkavo pozorovať aj rezy oktaédrickými kryštálmi. Obsah Ag v ňom nepresahuje 10 hmot. %. Vyskytuje sa v kremeni, uraninite, brannerite a zriedkavejšie v arzenopyrite. Obrastá predchádzajúce minerály a tvorí v nich žilky. Obsah Au v žile kolíše od desatín ppm do 109 ppm (Novotný a Čížek, 1979).

U-Mo mineralizácia v mladšom paleozoiku gemerika

Najvýznamnejšie U-Mo zrudnenie v Slovenskom rudohorí sa nachádza v severogemerickom perme v okolí Novoveskej Huty, Rudnian a na Jahodnej pri Košiciach (obr. 1). U-Mo zrudnenie väčšieho rozsahu je v dvoch polohách vulkanicko-sedimentárneho petrovohorského súvrstvia. V pieskovci knolského a novoveského súvrstvia sa nachádza aj bezvýznamná stratiformná Cu-(U) mineralizácia (Novotný a Mihál', 1987). Dĺžka spodnej polohy s U-Mo zrudnením pri Novoveskej Hute je 4 km, šírka 200 - 600 m a mocnosť niekoľko metrov až niekoľko desiatok metrov. Zrudnené horniny charakterizuje intenzívne prekremenenie, sericitizácia, karbonatizácia, pyritizácia a zvýšený obsah apatitu a turmalínu (Rojkovič et al., 1993).

Hlavnými minerálmi zrudnenia sú uraninit, U-Ti oxidy a molybdenit a sprevádza ich pyrit, chalkopyrit, tennantit, galenit, sfalerit, bornit, chalkozín, digenit, wittichenit, arzenopyrit, ilmenit, rutil, leukoxén, magnetit, hematit, covellín, markazit, pyrotín (monoklinický), boulangerit, apatit, xenotím, monazit, goethit, autunit a torbernit. Teplota homogenizácie plynno-kvapalných uzavrenín v karbonátoch sprevádzajúca U-Mo mineralizáciu poskytuje 110 - 120 °C a dekripitačná teplota kolíše od 120 do 160 °C. Štruktúrne parametre a chemické zloženie hydrotermálneho illitu sprevádzajúceho žilky molybdenitu indikujú jeho kryštalizáciu pri teplote okolo 250 °C (Rojkovič a Šucha, 1993).

Bohatá uránová a sprievodná mineralizácia v zlomoch pretínajúca polohy s U-Mo zrudnením pri Novoveskej Hute má vtrúsený, žilníkový charakter. Uránovú mineralizáciu reprezentuje najmä uraninit a coffinit. Sprevádza ich molybdenit, chalkopyrit, tennantit, galenit, U-Ti oxidy, montroseit (s pomerom V:Fe 1,9 - 1,6), markazit, sfalerit, clausthalit, grafit, kremeň a Fe dolomit. Vo vrtoch na J od Matejoviec je U-Mo-Cu mineralizácia v kremeňovo-karbonátových žilkách v blízkosti tektonického styku hornín permu a karbónu. Reprezentuje ju uraninit, molybdenit chalkopyrit, coffinit, U-Ti oxidy, hydrozirkón, pyrit, sfalerit, tennantit, tetraedrit, gersdorffit, kobaltín, hematit, markazit a emplektit.

Sprievodnými prvkami U-Mo mineralizácie sú Cu, Pb, Co a Y. Pre spodný horizont v Novoveskej Hute je charakteristický zvýšený obsah P viažuci sa prevažne na apatit. Zvýšený obsah vzácnych zemín (až nad 1000 ppm) sa viaže na monazit, xenotím a apatit. Zriedkavejšie zvýšený obsah Au, Ag, Se a Cd v zrudnených horninách (až desiatky ppm) sa viaže na zlato, tetraedrit, chalkopyrit, pyrit, clausthalit a sfalerit v mladších kremeňovo-karbonátovo-sulfidických žilkách.

Izotopové zloženie uhlíka a síry vykazuje malú variabilitu v kremeňovo-karbonátových žilách s Cu mineralizáciou. V stratiformných U-Mo rudách pozorovať väčšiu variabilitu, ktorá umožňuje predpokladať miešanie meteorických roztokov s fluidami vulkanického pôvodu a je tiež odrazom ich zložitého vývoja. Pre stratiformnú U-Mo

mineralizáciu je charakteristické aj prevládanie uránového Pb, kým pre karbonátovo-kremeňové žily s Cu mineralizáciou je typické tóriové Pb.

Datovanie veku uránového zrudnenia U/Pb izotopovou metódou poskytlo v Novoveskej Hute dve vekové skupiny (Kolektív, 1984). Stratiformná koncentrácia chudobných uránových rúd má podľa metódy U/Pb vek 240 ± 30 Ma. Najvyššie koncentrácie uránovej rudy v blízkosti zlomovej tektoniky dávajú alpínsky vek 130 ± 20 m. r.

Genéza zrudnenia

Žilná uránová mineralizácia v horninách staršieho paleozoika gemerika vykazuje výraznú priestorovú a čiastočne aj látkovú spätosť s gemerickými granitmi. Významným zdrojom kovov mohli byť okolité sedimenty, najmä čierna bridlica. Granit vykazuje značnú izotopovú nehomogénnosť, avšak v období 270 - 223 Ma dokázateľne nastala homogenizácia izotopov Sr a štandardná interpretácia stotožňuje moment homogenizácie s intrúziou telesa. Mladší (kriedový) vek je skôr výsledkom postgenetických premien ako polyfázového vzniku (Cambel et al., 1990). Keďže niet U-Pb datovania žilnej uránovej mineralizácie, možno vzhľadom na uvedené datovanie granitu s výhradami uvažovať o ich permskom veku.

Permské acidné vulkanity a ich vulkanoklastiká sú potenciálnymi „protolitmi" stratiformných akumulácií U, Mo a sprievodných prvkov. Mineralizácia sa začala krátko po usadení a pochovaní nadložných sedimentov vo vodonosnom horizonte priepustných hornín. Miešaním meteorickej vody s roztokmi odvodenými z postvulkanickej činnosti (H_2S) a čiastočne aj pôsobením organických látok sa v redukčnom prostredí vytvorila chudobná stratiformná U, Mo a Cu mineralizácia. Urán sa akumuloval aj adsorpciou Ti oxidmi a Fe hydroxidmi. Alpínske tektonicko-metamorfné procesy vytvorili štruktúry, na ktorých mohli cirkulovať hydrotermálne roztoky a nastala remobilizácia uránu a sprievodných prvkov.

Literatúra

Arapov, J. A. et al. 1984: Československá ložiská uranu. *Praha, SNTL, 365.*

Cambel, B., Kráľ, J. & Burchart, J. 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát. *Bratislava, VEDA, 183.*

Meľnikova, A. M. 1973: Kratkije svedenija o mineraľnom sostave nekotorych uranovych rudoprojavlenij Slovakii. *Manuskript - ČSUP Příbram, 88.*

Novotný, L. & Mihál', F. 1987: Nové litostratigrafické jednotky v krompašskej skupine. *Mineralia slov., 19, 97 - 113.*

Novotný, L. & Čížek, P. 1979: Nový výskyt uránu a zlata južne od Prakoviec v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Mineralia slov., 11, 188 - 190.*

Rojkovič, I., Novotný, L. & Háber, M. 1993: Stratiform and vein U, Mo and Cu mineralization in the Novoveská Huta area, CSFR. *Mineralium Depos., 28, 58 - 65.*

Rojkovič, I. & Šucha, V. 1993: Molybdenit a illit na U-Mo-Cu ložiskách Západných Karpát. *In: Zborník V. Mineralogický cyklický seminár, Horní Bečva, 114 - 116.*

Šváb, J., Tulis, J. & Badár, J. 1966: Záverečná správa o výsledkoch geologicko-prieskumných prác lokality Čučma. *Manuskript - archív URANPRES, Spišská Nová Ves, 36.*

Tréger, M. 1973: Výskyty uránonosných fosfátov v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Mineralia slov., 5, 61 - 64.*

Varček, C. 1977: Niektoré zriedkavejšie typy mineralizácie v Spišsko-gemerskom rudohorí. *In: Zborník referátov z konferencie Ložiskotvorné procesy Západných Karpát. PF UK Bratislava, 93 - 99.*

Mineralia slovaca, 25 (1993), 371- 374

Uhličitanová mineralizácia v permských horninách gemerika

Lídia TURANOVÁ a Ján TURAN

Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 17.6.1993)

Carbonate mineralization in permian rocks of the gemericum unit

Carbonates in the Permian rocks of the Gemericum are regionally distributed. Investigated rocks content mainly the ankerite (Fe-dolomite) - siderite mineral assemblage, carbonates of calcite - dolomite association occur only in pelitic rocks.

Carbonates mostly form single grains or nests disseminated in the surrounding rock, but they can form the various shapes and size concretions and septaria. They exceptionally form clasts, too. Secondary carbonates form veins of the small thickness.

Key words: Carbonates and their quantity and shape, Permian rocks, Gemericum, Western Carpathians

Uhličitanové, sideritovo-ankeritové žily so sprievodnou mineralizáciou vystupujúce v permských sedimentoch sú známe z mnohých lokalít. Náš príspevok sa zaoberá výskytom uhličitanov v permských konglomerátoch, peliticko-psamitických a evaporitických horninách gemerika.

Výskyt uhličitanov v permských konglomerátoch

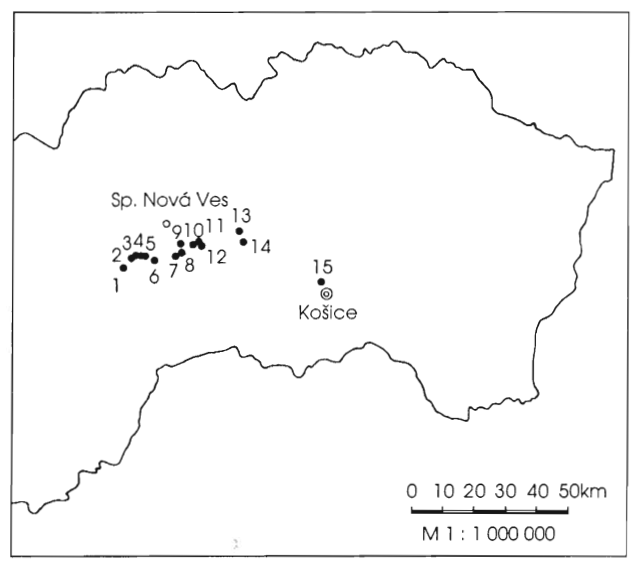
Keď sa pri štúdiu rudnianskeho ložiska a vrtných jadier z tejto oblasti v permských klastických sedimentoch zistil siderit, zaujímalo nás, či aj na miestach, kde nie sú známe výskyty žíl, sa v permských konglomerátoch vyskytujú uhličitany.

Vzorky konglomerátov boli odobraté z 15 lokalít (obr. 1) zaraďovaných stratigraficky medzi polymiktné bazálne zlepence a brekcie knolského súvrstvia permskej krompašskej skupiny (Bajaník a Vozárová, 1983). V 94 vzorkách konglomerátov z povrchových odkryvov a v niekoľkých desiatkach ďalších vzoriek konglomerátov, hlavne z vrtu RHV-1 a RHV-2, sa zistil obsah uhličitanov manometrickou metódou.

Na základe tohto štúdia možno konštatovať, že sideritovo-ankeritová minerálna asociácia je v permských konglomerátoch rozšírená regionálne a neuplatňuje sa iba v blízkosti žilných systémov, aj keď v priestoroch výskytu žilných foriem v oblasti Rudnian a Záhury možno pozorovať zvýšenú koncentráciu uhličitanov, najmä sideritu (obr. 2). Nezistili sme prípad, aby v permských konglomerátoch chýbala sideritovo-ankeritová mineralizácia, aj keď niekde bola zastúpená iba veľmi nepatrne. Obsah ankeritu sa pohyboval od 0 do 25,08 %, priemerný obsah bol 1,5 % a frekvencia jeho výskytu dosahovala 46,8 %. Obsah sideritu sa pohyboval od 1,6 do 45,09 %, priemerný bol 3,5 % a frekvencia výskytu dosiahla až 85 %. Keby sa nebrali do úvahy žilné formy, zastúpenie ankeritu a sideritu na jednotlivých lokalitách, ako aj vo vrtoch je dosť pravidelné.

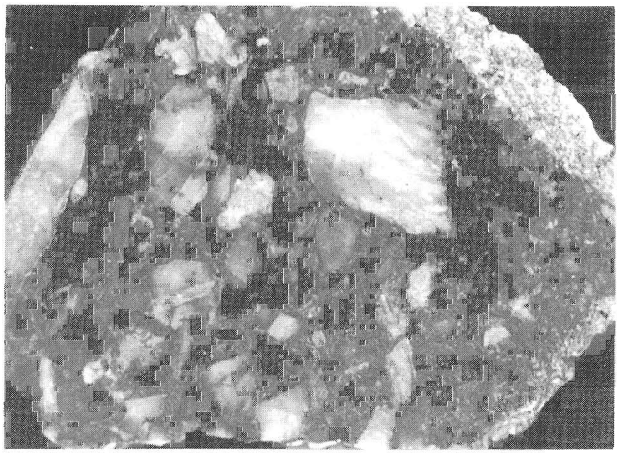
Na druhej strane v permských konglomerátoch temer úplne chýba asociácia uhličitanových minerálov kalcit - dolomit. Jej výskyt sa zaznamenal iba v troch lokalitách (Lániho Huta, Závadka a Zápač), kde bol kalcit zastúpený v červených klastoch ílovej bridlice. Frekvencia jeho výskytu v celom súbore vzoriek bola iba 5,32 %. Prítomnosť vápencových klastov však poukazuje na to, že by permské konglomeráty po svojom vzniku už nemali byť hydrotermálne sideritizované.

Vo väčšine permských konglomerátov sa nedá spoľahlivo stanoviť forma vystupovania sideritovo-ankeritovej mi-

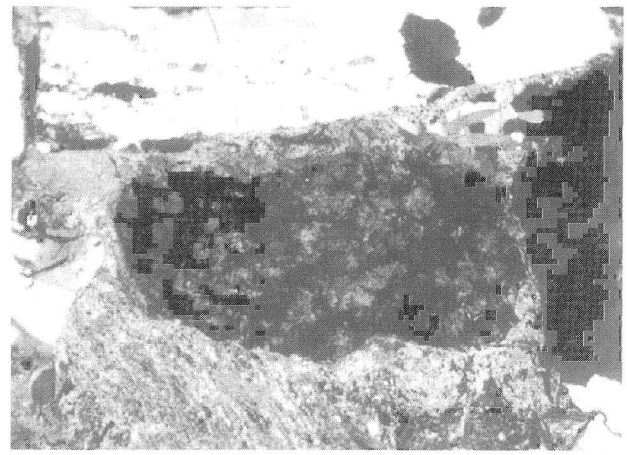


Obr. 1. Situačná mapa odberu permských konglomerátov. 1 - Lániho huta, 2 - Dedinky, 3 - Biele Vody, 4 - Havrania dolina, 5 - Veľká Knola, 6 - Hnilčík, 7 - Závadka, 8 - Bindt, 9 - Markušovce, 10 - Rudňany, 11 - Zápač, 12 - Poráč, 13 - Krompachy, 14 - Záhura, 15 - Jahodná.

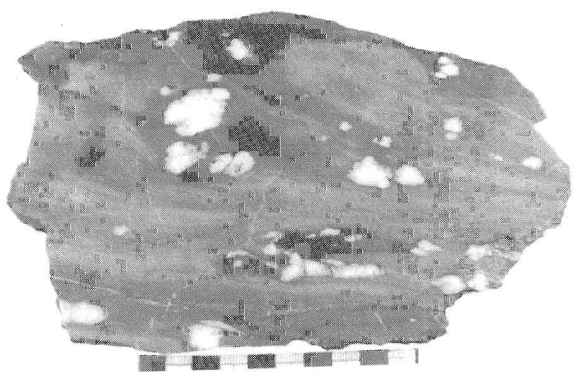
Fig. 1. Location of the sampling places with the Permian conglomerates.



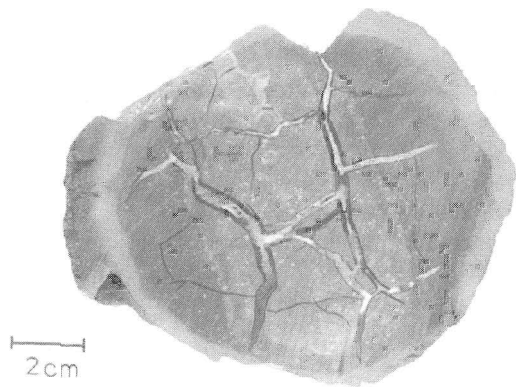
1



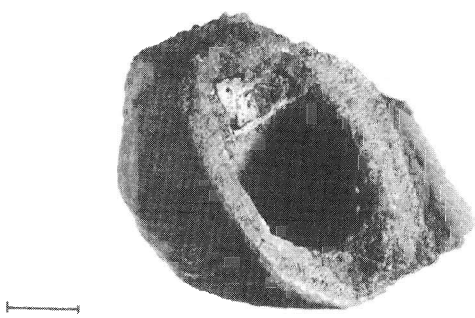
2



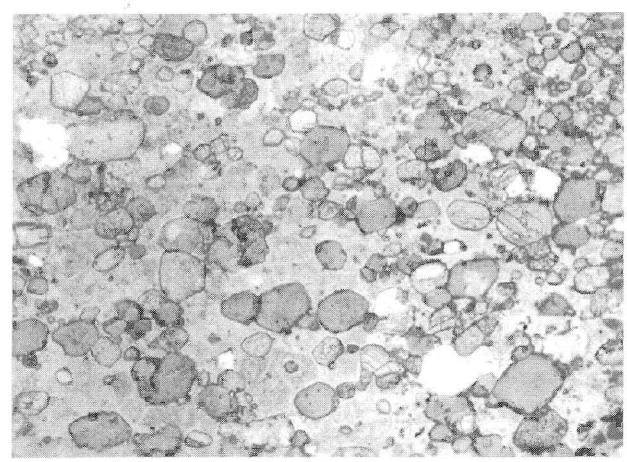
3



4



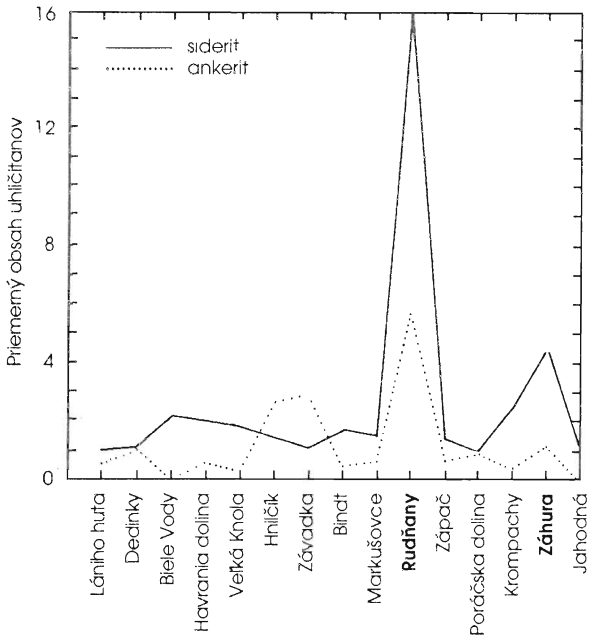
5



6

Tab. I. 1 - Permský konglomerát s klastmi uhličitanov. Lokalita: vrt Ry-42/546; 2 - Intenzívne limonitizovaný klast siderítu v permských konglomerátoch čiastočne zatláčaný okolitou hmotou. Lokalita: vrt RHV-2/525. Nikoly X, zv. 11x; 3 - Kalcitové konkrécie vo fialových bridliciach. Lokalita: Kolinovce; 4 - Fe dolomitová konkrécia z lokality Poráč; 5 - Pelosideritová konkrécia z lokality Rákoš; 6 - Čiastočne zaoblené zrná uhličitanov v anhydrite. Lokalita: Biele Vody, Nikoly //, zv. 43x.

Pl. I. 1 - Permian conglomerate with the carbonate clasts. Locality: drillhole Ry-42/546; 2 - The siderite clast in Permian conglomerate is intensively altered by limonite, and partly replaced by surrounding rock. Locality: drillhole RHV-2/525. Nicols X, magnif. 11x; 3 - Calcite concretion. Locality: Kolinovce; 4 - Fe-dolomite concretion. Locality: Rudňany, Poráč; 5 - Argillaceous iron ore concretion. Locality: Rákoš; 6 - The partly rounded carbonate grains in anhydrite. Locality: Biele Vody. Nicols //, magnif. 43x. .



Obr. 2. Zastúpenie uhličitanov v permských konglomerátoch (hrubšie sú lokality s výskytom žilných uhličitanov).
Fig. 2. The average content of carbonates (siderite, ankerite) in the Permian conglomerates (Thick printed are localities with the vein carbonates).

neralizácie, pretože tieto uhličitanové minerály sú spravidla veľmi intenzívne limonitizované. Prítomnosť klastogénnych sideritových úlomkov sa v permských konglomerátoch podarilo zistiť iba v ojedinelých prípadoch, napr. vo vrte Ry-42/546 a RHV-2 Tab. I, obr. 1, 2). Závalky sú slabo opracované, zle vytriedené a vyskytujú sa buď ako súčasť kremeňovej žiloviny, alebo vystupujú samostatne.

Výskyt karbonátov v peliticko-psamitických horninách

Podobne ako v psefitických horninách aj v peliticko-psamitických horninách má jednoznačnú prevahu ankeritovo-sideritová asociácia. Obsah dolomitu - ankeritu v lokalite Kolinovce sa pohyboval až do 81 %, v priemere bol 26,3 %, obsah sideritu bol podstatne nižší, maximálny dosahoval 1,6 % a v priemere bol iba 0,5 %. Na rozdiel od predchádzajúceho je v tomto type hornín výraznejšie zastúpená aj uhličitanová kalcitovo-dolomitová asociácia. Zvlášť výrazne sa uplatnila vo fialových, piesčitých bridliciach zaraďovaných do petrovohorského súvrstvia (Bajaník a Vozárová, 1983). V lokalite Kolinovce pri Krompachoch sa obsah kalcitu pohyboval až do 62 % a v priemere bol až 8,9 %. Na tejto lokalite sú aj samostatné menšie vápencové polohy a konkrécie, ktoré tvorí prevažne kalcit (Tab. I, obr. 3).

Uhličitany v pestrých fialových a zelených bridliciach permu vystupujú často v rozptýlenej, voľným okom neviditeľnej forme. Ale najtypickejšou formou ich vystupovania sú karbonátové konkrécie, ktorých podrobný opis na príklade lokality Poráč je v práci Turana a Turanovej (1984).

Z mineralogického hľadiska konkrécie aj septárie odrážajú látkové zloženie okolia, v ktorom sa vyskytujú. Úplne prevládajú Fe dolomitovo-ankeritové konkrécie a septárie Tab. I, obr. 4), ale dosť bežné sú aj sideritové (pelosideritové) konkrécie, ktoré sa vyskytujú najmä v ložisku Rákoš (Tab. I, obr. 5). Okrem karbonátových konkrécií sa bežne vyskytujú aj pyritové konkrécie, zriedkavejšie aj turmalínové.

O konkréciách a septáriách možno povedať, že sú produktmi diagenézy. Ťažko možno bez výhrad prijať názor Miškovica a Varčeka (1982), že ide o prejav hydrotermálnej činnosti, ako aj náhľad Drnzíkovej a Mandákovej (1961, in Abonyi, 1961), ktoré sideritové konkrécie z Rákoša pokladajú za tektonicky vzniknuté klastiká.

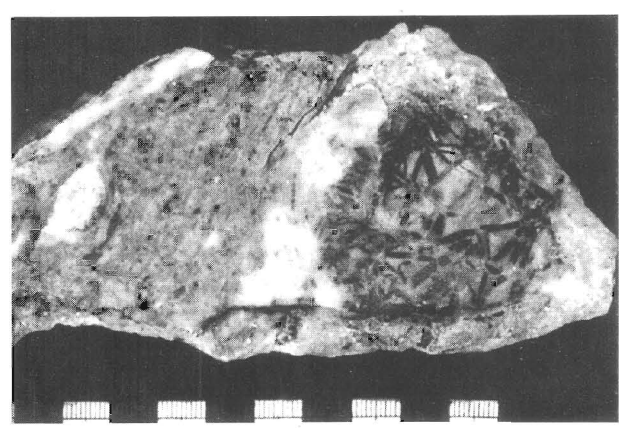
Karbonáty viažuce sa na evapority

V evaporitoch stratigraficky zaraďovaných do vrchného permu a spodného triasu (Bystrický a Fusán, 1961; Maheľ a Vozár, 1973) sú uhličitany zastúpené najmä prechodnými členmi izomorfného radu magnezit - siderit s minimálnym zastúpením kalcitu. Ale vylúčená nie je ani prítomnosť magnezitu s. s. Podrobnejšie sa touto problematikou zaoberal Turan a Vančová (1976).

Charakteristickým znakom karbonátov viažucich sa na evapority je ich rovnomernosť zastúpenia v celom profile síranových horizontov. Obsah uhličitanov je nízky, najčastejšie sa pohybuje iba v rozmedzí 5 - 10 % a len zriedka presahuje uvedené hodnoty, ale pri 500 m mocnosti síranových polôh je to však ohromný objem Mg-Fe karbonátov.

Uhličitany vystupujú v evaporitoch v rozličnej forme. Najčastejšie ide o individuálne, niekedy zreteľne opracované zrná alebo ich zhluky (Tab. I, obr. 6). Zriedka sa vyskytujú aj idiomorfne vyvinuté magnezitové zrná pripomínajúce pinolity magnezitu I (v zmysle Trdličku, 1959; obr. 3).

Z charaktetistiky uhličitanových minerálov viažucich sa na evapority, a ich priestorového vystupovania, ako aj z textúrno-štruktúrnych znakov vyplýva, že v podstate ide o chemogénne sedimenty. Vznik Mg-Fe uhličitanov v evaporitoch možno vysvetliť ako výsledok vyzrážania sulfátov Ca z morskej vody, čím sa viazala podstatná časť



Obr. 3. Zhluky zŕn magnezitu v anhydrite. Lokalita: Gretla, Nová štôlňa.
Fig. 3. The magnesite nests in anhydrite. Locality: Gretla, Nová štôlňa.

vápnika, a tým sa zvyškový materský lúh relatívne obohatil o Mg, príp. Fe a v prítomnosti CO_2 sa potom vyzrážali uhličitanové minerály bohaté na Mg a Fe.

Záver

Vo všetkých skúmaných typoch hornín permu sú uhličitany zastúpené regionálne, pričom dominantné postavenie má uhličitanová ankeritovo-(Fe dolomitovo)-sideritová asociácia. Uhličitany kalcitovo-dolomitovej asociácie sa významnejšie uplatnili iba v permských pelitických horninách.

Uhličitany vystupujú v horninách: a) v rozptýlenej forme (jednotlivé zrná a zhluky uhličitanov), b) vo forme konkrécií a septárií, c) vo forme žiliek ako výsledok tektonometamorfných procesov a d) výnimočne aj vo forme klastík.

Uhličitany, vystupujúce vo forme a, b a d možno s najväčšou pravdepodobnosťou pokladať za syngeneticko-diagenetické, žilné uhličitany za epigenetické.

Literatúra

Abonyi, A. 1961: Záverečná správa a výpočet zásob ložiska Rákoš - Hg. Manuskript - GP Žilina, závod Rožňava a Geofond Bratislava.

Bajaník, Š. & Vozárová, A. (Eds.) 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria, východná časť, 1:50 000. *GÚDŠ Bratislava, 1 - 223.*

Bystrický, J. & Fusán, O. 1961: O sádrovcovo-anhydritových ložiskách Slovenského krasu. *Geol. Průzk., 3, 8, 225 - 227.*

Maheľ, M. & Vozár, J. 1973: Geologická a litologická charakteristika štruktúrnych vrtov SM-I, SM-II (Smižany). *Region. geológia Západ. Karpát, 1. vyd. GÚDŠ Bratislava, 1 - 81.*

Miškovic, J. & Varček, C. 1983: Zrudnené konkrécie ako charakteristický zjav v gemeridnom perme. *In: Gubač, J. (Ed.) 1983: Vplyv geologického prostredia na zrudnenie. GÚDŠ Bratislava, 235 - 242.*

Trdlička, Z. 1959: Příspěvek k mineralogii slovenských magnesitů. *Geol. Práce Zoš., 56, Bratislava, 165 - 200.*

Turan, J. & Turanová, L. 1984: Carbonate Concretions in Permian Variegated Sandy Shales from the Rudňany Region (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 40, 107 - 124.*

Turan, J. & Vančová, L. 1976: Výskyty magnezitu v evaporitoch Západných Karpát. Západ. *Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož., 2, 95 - 149.*

Mineralia slovaca, 25 (1993), 375- 378

Štruktúrno-ložiskové väzby severnej a severovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria

TIBOR SASVÁRI

Katedra geológie a mineralógie Baníckej fakulty TU, Park Komenského 15, 043 84 Košice

(Doručené 6. 7. 1993)

Links between the Northern and North-Eastern parts of the Spiš-Gemer Ore Mts. from the structural and mineral deposit point of view (Western Carpathians)

The Northern continuation of the Volovec paleobelt in the Spiš-Gemer Ore Mts. is attenuated by the regional bend in the form of an open megafold structure. The maximal twist gliding resulted in the development of local shear zones in both of the limbs of the N and NE bend of the Gemericum. It is well developed in the Rudňany and Čemeľ ore fields. The mineralization of the siderite formation was emplaced in the tectonic structures of the D_5 deformation stage that happened parallel with the regional development of the megafold twist of the Northern part of the Gemericum.

Key words: Volovec paleobelt, mineralization of the siderite formation, tectonic structures of the D_5 deformation stage

Štruktúrny vývoj sv. časti Spišsko-gemerského rudohoria má polygénny charakter. Zahŕňa deformačné štádium D_1 hercýnskeho a D_2-D_4 (D_5) alpínskeho orogénu.

Pre *deformačné štádium* D_1 je charakteristické vrásnenie pôvodných plôch sedimentácie SS a vznik zatvorených až izoklinálnych vrás. Predmetamorfné, príp. synmetamorfné vrásy decimetrového až metrového rádu sa zachovali v rulovo-amfibolitovom komplexe rudnianskeho alebo v metaryolitoch slovinského rudného poľa. Môžu predstavovať relikty predvrchnokarbónskej strižnej zóny (Rozložník a Sasvári, 1985). Metamorfóza vo fácii zelených bridlíc a nižšej amfibolitovej fácie vyvolala vznik plôch metamorfnej kryštalizácie S_o, ktoré boli neskorovariskými a neskôr aj rejuvenizačnými alpínskymi tektonickými pohybmi prepracované na plochy metamorfnej bridličnatosti S_1.

Foliácie S_1 sa prevažne stotožňujú s plochami metamorfnej kryštalizácie S_o a zároveň aj s plochami pôvodnej vrstvovitosti SS, teda platí SS = S_o = S_1 (Rozložník, 1976).

Vrásy F_1, reprezentované zatvorenými až izoklinálnymi vrásami decimetrového až metrového rádu, majú zistené osové roviny OR_1 smeru V - Z so strmým sklonom na J. Plochy metamorfnej bridličnatosti S_1 tvoria kliváž osovej roviny vrás F_1, ale predpokladáme ich následné prepracovanie alpínskymi deformačnými štádiami D_2 - D_4 (D_5).

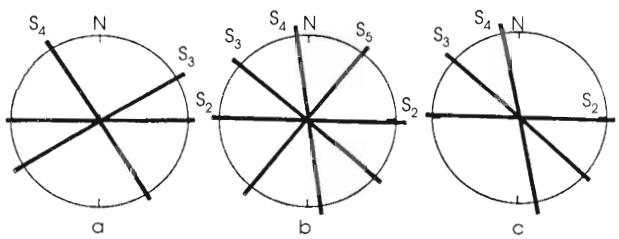
Deformačné štádium D_2 sa prejavuje vrásnením foliácií S_1 počas paleoalpínskej etapy presunu gemerickej jednotky. Smer V - Z paleoalpínskych štruktúr interpretujeme ako štruktúrny relikt paleoalpínskeho skrátenia alpsko-karpatskej časti Tethys, ktorá zároveň odráža hĺbkovú úroveň paleoalpínskeho prepracovania kôry (Jacko a Sasvári, 1990).

V oblasti čmeľského rudného poľa sv. časti gemerika sa v dôsledku severojužného skrátenia kôry vytvorili čelné digitácie príkrovu (styková zóna pri chate Diana alebo pri Kavečanoch) so severovergentnými osovými rovinami OR_2 megavrás F_2^{mega}. V oblasti Sloviniek pri Hrubej žile sa v gelnickej skupine preukázali megavrásy F_2^{mega} šariážneho, uzavretého až izoklinálneho typu. Menšie vrásy metrového rádu sú prevažne uzavreté, miestami s výraznou klivážou osových rovín OR_2 smeru V - Z až VVZ - SZZ so strmším sklonom na JJZ, pričom lineácie b-osí sú subhorizontálne. Aj v rudnianskom rudnom poli vyvinuté veľké vrásové štruktúry zastupuje napr. rudnianska synklinála či poráčska antiklinála (Rozložník a Sasvári, 1985; Jančura, 1988). B-osi megavrás majú smer V - Z a strmší sklon, pričom osové roviny OR_2 sú prevažne severovergentné.

Spoločným znakom vrás F_2 sv. zóny gemerika sú megavrásové štruktúry vyššieho (m - 100 m) rádu s mierne uloženými b_2-osami smeru V - Z a s prevažne strmšími osovými rovinami OR_2, ako aj vrásové štruktúry nižšieho (m) rádu. Kliváž S_2 je v symetrologickom vzťahu k osovým rovinám OR_2 vrás F_2, najmä v smere V - Z, menej po sklone.

Deformačné štádium D_3 zaraďujeme do ponásunovej periódy paleoalpínskeho orogénu. Predpokladáme, že komprimácia smeru S - J kolízneho priestoru postupne pokračovala a pod ňou sa dotváral aj volovský paleooblúk (Maheľ, 1990). Regionálnu vrásovoprešmykovú stavbu západokarpatských interníd smeru SV - JZ, ako aj SZ - JV vybudilo litostatické usporiadanie kôry interníd na príkrovové zaťaženie. Zdedené smery anizotropie prekopírované z podsunutých segmentov Českého masívu a Východoeurópskej platformy vznikli pokračujúcou krustálnou kompresiou v priebehu popríkrovových deformácií (Jacko a Sasvári, 1990).

Konformnosť volovského paleooblúka sa prejavuje aj v zóne s. až sv. časti gemerickej jednotky. Túto megavrá-



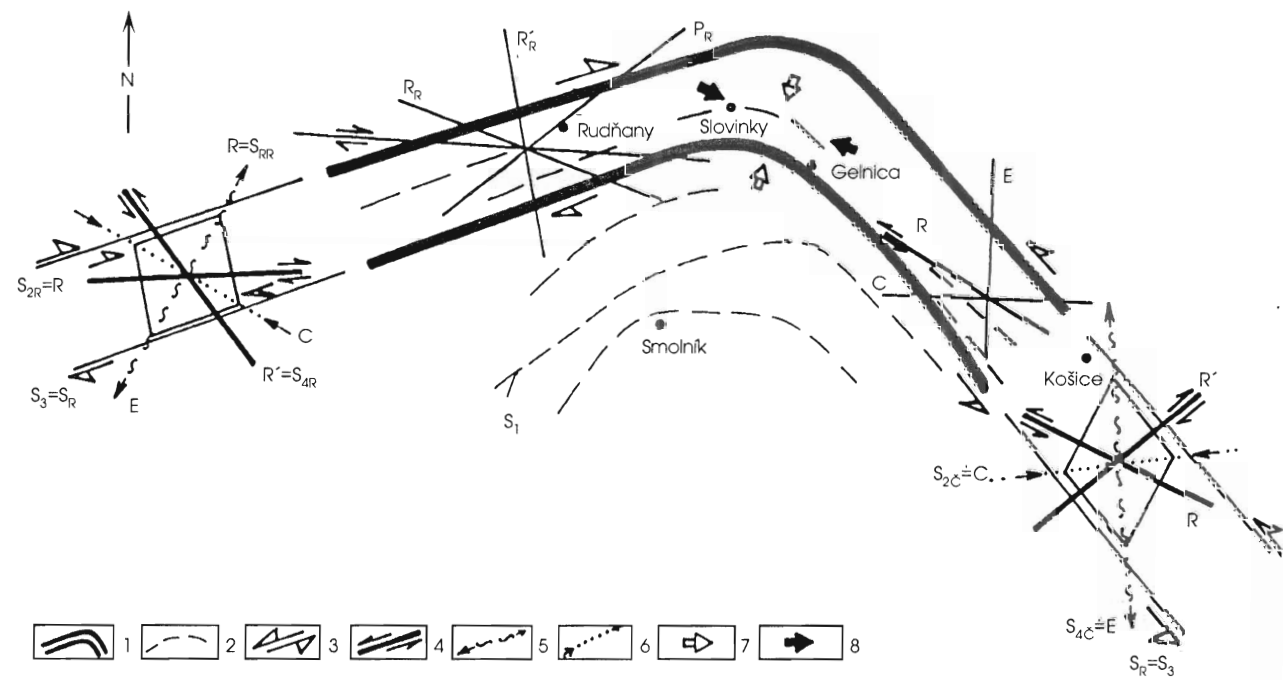
Obr. 1. Štruktúrne smery kliváže S_2-S_5 v rudnianskom (a), v slovinsko-gelnickom (b) a črmeľskom (c) rudnom poli.
Fig. 1. Structural orientation of the S_2-S_5 cleavage in the Rudňany ore field (a), the Slovinky-Gelnica (b) and the Črmeľ (c) one.

sovú štruktúru, tvoriacu severogemerický oblúk, sleduje oblúkové založenie tak plochami metamorfnej bridličnatosti S_1 (obr. 2), ako aj horninovými pruhmi rakoveckej a gelnickej skupiny. Ukazuje sa, že rudnianske rudné pole je vyvinuté v severozápadnej, slovinsko-gelnické v apikálnej a črmeľské v severovýchodnej časti megavrásovej štruktúry severogemerického oblúka. Z toho vychodí aj sukcesne rovnaká, ale smerovo odlišná orientácia vrásových a kliváživých štruktúr rudnianskeho na jednej a slovinsko-gelnického a črmeľského rudného poľa na druhej strane.

Deformačné štádium D_4 zahŕňa transverzálne deformácie. Tlakový gradient umožnil tvorbu otvorených vrás F_4 decimetrového, metrového a vyššieho rádu s osou b_4 smeru SSZ - JJV až S - J a so subhorizontálnym až miernym sklonom na V a na Z. Vrásy F_4 sú otvorené, asymetrické, majú veľké vrásové rozpätie W a malú amplitúdu A.

Diskusia

Z porovnania azimutálnej orientácie kliváže S_2-S_4 rudnianskeho, slovinsko-gelnického a črmeľského rudného poľa (obr. 1) zisťujeme nesúlad v tom, že sukcesne rovnocenná kliváž S_3 rudnianskeho a črmeľského rudného poľa je antitetická. Napriek odlišnostiam majú rudné polia spoločné to, že kliváž S_3 je homogenizujúcim štruktúrnym prvkom s. a sv. časti gemerickej jednotky.



Obr. 2. Navrhovaný model sukcesného vzniku štruktúr obsadzovaných následnou mineralizáciou sideritovej formácie. 1 - schematické znázornenie regionálneho ohybu severnej a severovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, 2 - priebeh metamorfnej bridličnatosti S_1 podľa Snopka (1969) a Rozložníka (1976), 3 - zmysel pohybu strižných zón, 4 - štruktúry maximálneho strižného napätia, 5 - extenzné štruktúry, 6 - kompresné štruktúry, 7 - SSV - JJZ smer pôsobenia najväčšieho hlavného napätia σ_1 v deformačných štádiách D_2 a D_3, 8 - SZZ - JV V smer pôsobenia najväčšieho hlavného napätia σ_1 pri deformáciách predmineralizačných štruktúr využívané mineralizáciou (D_5) v oblasti Sloviniek, S_1 - metamorfná bridličnatosť, S_2-S_4 sú kliváživé systémy konformné s osovými rovinami vrás F_2-F_4, S_R, R, R´, C, E sú štruktúrne smery regionálnych strižných zón (1) viažuce sa na vrásový ohyb vyvolávajúci pohyb ohybového sklzu; S_{RR}, R_R, $R´_R$, P_R sú štruktúrne smery lokálne vyvolaných strižných zón v Rudňanoch.
Fig. 2. Suggested model of the successive evolution of structures occupied by the following mineralization of the siderite formation. 1 - schematic representation of the regional bend of the N and NE part of the Spiš-Gemer Ore Mts., 2 - the direction of S_1 metamorphic cleavage according to Snopko (1969) and Rozložník (1976), 3 - direction of the movement of the shear zones, 4 - structures with the maximal shear tension, 5 - extension structures, 6 - compressive structures, 7 - NNE-SSW direction of influence of the σ_1 maximal tension in D_2 and D_3 deformation stages, 8 - NWW-SEE direction of influence of the σ_1 maximal (main) tension during the deformations of the premineralization structures used during mineralization (D_5) in the Slovinky region. S_1 - metamorphic cleavage, S_2-S_4 - cleavage systems that conform with the F_2-F_4 fold axial planes, S_R, R, R´, C and E are structural directions of the regional shear zones (1) tied to fold bend evoking the movement in the bending slide, S_{RR}, R_R, $R´_R$, P_R are structural directions of the locally evoked shear zones in Rudňany.

Mineralizované štruktúry s. a sv. časti Spišsko-gemerského rudohoria obsadzuje hydrotermálne zrudnenie sideritovej formácie. Porovnaním mnohosystémovej kliváže symetrologicky spätej s vrásovými štruktúrami zisťujeme, že sa s nimi mineralizované štruktúry nie vždy úplne zhodujú. V detailoch bývajú rudné žily strmšie ako okolitá foliácia kliváže, a preto často presekávajú tak vrstvovitosť, ako aj kliváž.

Väčšina pravých žíl svedčí o tom, že ich morfogenéza bola spätá s trochu odlišným kinematicko-dynamickým režimom, ako panoval v predchádzajúcich etapách deformačných štádií D_2-D_4.

Vývoj neskôr mineralizovaných štruktúr sa najpravdepodobnejšie začal už v záverečnom deformačnom štádiu D_3 pri vývine zlomových a prešmykových štruktúr a pokračoval v deformačnom štádiu D_4 až do predmineralizačného deformačného štádia, charakteristického plným vývojom rejuvenizovaných extenzných tektonických štruktúr tvoriacich štruktúrnu osnovu pre následné mineralizačné periódy mezoalpínskeho, príp. neoalpínskeho orogénu. Toto obdobie vývoja štruktúr označujeme ako deformačné štádium D_5 (Sasvári, 1990).

Severogemerický megavrásový ohyb je charakteristický odlišnou litostratigrafickou stavbou gelnickej, rakoveckej, dobšinskej a krompašskej skupiny, ako aj mezozoika severogemerického synklinória. V dôsledku dotvárania oblúkovej štruktúry sa na ramenách megavrásového systému zvýraznilo medzivrstvové preklzávanie rozlične kompetentných polôh tvoriacich pásmo strižných zón lokálneho typu.

Orientáciu štruktúr tvoriacich sa v transpresnom modeli strižnej zóny podľa experimentálnych modelových prác Stojanova (1973), Sandersona a Marchiniho (1984), Swansona (1992) aplikovaných do lokálnych strižných zón vyvinutých na ramenách ohybu severogemerickej megavrásovej štruktúry znázorňuje obr. 2. Mineralizované štruktúry rudných polí sú vynesené priamo na ramenách ohybu. Štruktúry kinematického modelu načrtnuté pri koncoch ramien ohybu sú veľmi podobné mineralizovaným štruktúram.

V črmeľskom rudnom poli je strižná zóna S_R súhlasná s klivážou S_3 a na ňu sa sukcesným vývojom viažu druhotné štruktúry. Mineralizácia obsadila druhotné štruktúrne smery Riedlových plôch R a R´. Smer maximálneho napätia σ_1(C) rejuvenizuje plochy kliváže S_2 a smer minimálneho napätia σ_3 (E) opätovne otvára plochy kliváže S_4 smeru S - J.

V rudnianskom rudnom poli predpokladáme transpresiu s vývojom druhotných štruktúr, t. j. Riedlového strihu R a R´. Štruktúrne významné sú strižné plochy R smeru V - Z konformné s obnovenými foliačnými plochami S_2. Významnejšie poruchové zóny smeru V - Z sú v južnej časti rudného poľa v oblasti rudnianskej synklinály a v severnej časti rudného poľa v stykovej zóne so severogemerickou synklinálou. Tieto zóny ohraničujú dextrálnu duplexovú štruktúru v zmysle Woodcocka a Fischera (1986) s diagonálne vyvinutými zlomami v zoskupení en-echalon vytvárajúcimi lokálne druhotné štruktúry R_R, R'_R a P_R využívané mineralizáciou sideritovej formácie.

Deformácie lokalizujúce zrudnenie sideritovej formácie sú alpínskeho veku. Svedčí o tom mezozoický vek meliatskej skupiny (Kozur a Mock, 1973), ktorú miestami prestupujú strižné štruktúrne prvky zrudnené sideritovou formáciou (Rozložník, L., 1990), ďalej diapirický vývoj tektonickej melanže rulovo-amfibolitového komplexu v nadložnom pieskovci zlatníckeho súvrstvia dobšinskej skupiny a v zlepenci krompašskej skupiny mineralizovaný sideritovou formáciou (Jančura, 1988), alebo sideritovo-sulfidické zrudnenie v strednotriasovom dolomite a v spodnojurskom vápenci v zošupinatenom stykovom pásme črmeľskej skupiny a obalového mezozoika pásma Čiernej hory.

Záver

Regionálny vývoj štruktúr deformačného štádia D_5 paralelizujeme s vývojom megaštruktúrneho ohybu s. a sv. časti gemerika, ktorý prezentujú pásmové horninové pruhy gelnickej, rakoveckej, črmeľskej, dobšinskej, krompašskej a severogemerickej mezozoickej skupiny. Ich litostratigrafická náplň je rozdielna, čo pri tvorbe s. až sv. gemerického ohybu umožnilo regionálny medzivrstvový sklz. Zo závislosti sklzovej deformácie od mocnosti ohýbaných litostratigrafických polôch vyplýva maximálny ohybový sklz pre ramená ohybovej megavrásy, odkiaľ nastáva postupné vyznievanie smerom k zámku ohybu (Ramsay, 1967). Maximálny ohybový sklz spôsobil vývoj lokálnych strižných zón na obidvoch ramenách s. až sv. ohybu gemerika, dobre vyvinutých na rudnom poli v Rudňanoch a v Črmeli. Mineralizácia sideritovej formácie využila tektonické štruktúry deformačného štádia D_5.

Literatúra

Jacko, S. & Sasvári, T. 1990: Some remarks to an emplacement mechanism of the West Carpathian paleo-alpine nappes. *Geol. Carpath., 41, 3, 179 - 197.*

Jančura, M. 1988: Diapirizmus ako prejav tektonickej selekcie v rudnianskom rudnom poli. *Mineralia slov., 20, 537 - 549.*

Kozur, H. & Mock, R. 1973: Zum Alter und zum tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 24, 3.*

Maheľ, M. 1990: Strižné zóny, ich prejavy (oblúky a niektoré priečne prelomy) v Západných Karpatoch. *Mineralia slov., 22, 41 - 46.*

Ramsay, J. J. 1967: Folding and fracruring of rocks. *New York.*

Rozložník, L. 1976: Vzťah metalogenézy sideritovej formácie k tektogenéze v Spišsko-gemerskom rudohorí a jej postavenie v rámci alpíd. *[Dokt. diz. práca.] Archív KGaM BF TU Košice.*

Rozložník, L. & Sasvári, T. 1985: Povaha mineralizovaných štruktúr a ich postavenie vo vývoji stavby rudnianskeho rudného poľa. *In: Cambel, B. & Jarkovský, J. 1985: Rudnianske rudné pole, geochemicko-metalogenetická charakteristika, 42 - 60.*

Rozložník, L. 1990: Strižná zóna gemerika - nositeľka sideritovej formácie. *Mineralia slov., 22, 47 - 54.*

Sanderson, D. J. & Marchini, W. R. D. 1984: Transpression. *J. Struct. Geol., 6, 441 - 458.*

Sasvári, T. 1990: Kinematika vývoja žilných štruktúr sv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia slov., 22, 131 - 138.*

Snopko, L. 1976: Geologický vývoj gemeríd. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Stojanov, S. S. 1977: Mechanizm formirovanija razryvnych zon. *Moskva, Nedra, 143.*

Swanson, M. T. 1992: Late Acadian-Alleghenian transpressional deformation: evidence from asymmetric boudinage in the Casco Bay area, coastal Maine. *J. Struct. Geology, 14, 3, 323 - 341.*

Woodcock, N. H. & Fischer, M. 1986: Strike-slip duplexes. *J. Struct. Geology, 8, 725 - 735.*

Links between the Northern and North-Eastern parts of the Spiš-Gemer Ore Mts. from the structural and mineral deposit point of view

The structural development of the NE part of the Spiš-Gemer Ore Mts. has a polygene character. It includes the deformation stage D_1 of the Hercynian orogene characterised by S_1 - metamorphic schistosity plane folds. They were metamorphosed in the greenschist facies and it the lower amphibolite facies. The D_2 deformation stage manifests by the folding of S_1 foliation that occurred during the Paleoalpine stage of the shift of the Gemeric unit. The D_1 deformation stage was associated with the post overthrust stage of the Paleoalpine orogene. The D_4 deformation stage includes transversal deformations.

During the comparison of the strike of the S_2-S_4 cleavage of the Rudňany, Slovinky-Gelnica, and Črmeľ ore fields it was found that successive equivalent S_3 cleavage of the Rudňany and Črmeľ ore fields are antithetic, but simultaneously are homogenising structural elements of the N and NE part of the Gemeric unit.

The Northern continuation of the Volovec paleobelt is attenuated by the regional bend in the form of an open megafold, the left limb of which represents the S_3 foliation of the NE-SW strike of the Rudňany ore field, the right limb the S_3 foliation of NW-SE strike of the Črmeľ ore field and the apical part of the megafold bend represents the Slovinky-Gelnica ore field.

During the comparison of the multisystemic cleavage symmetrologically connected with the fold structures we have found that the mineralized structures do not fully coincide with them.

Considering the details, the ore veins have greater dip than the surrounding foliation of the cleavage.

The majority of the dykes shows that their morphogenesis was connected with a kinematic-dynamic regime that was different from the one prevailing in the prevoius the D_2-D_4 deformation stages.

The development of the structures that were mineralized later started already in the final deformation stage D_3, during the evolution of fault and overthrust structures and continued in the D_4 deformation stage up to the premineralization deformation stage D_5.

The D_5 deformation stage is characterised by a full development of the rejuvenated tensile tectonic structures which form the structural basis for the subsequent mineralization periods of the Mesoalpine orogene.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 379- 385

Polyfázový vývoj staropaleozoických metamorfitov v strednej časti kohútskej zóny

MARTIN KOVÁČIK

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 5. 2. 1993, revidovaná verzia doručená 23. 7. 1993)

Polyphase evolution of Lower Paleozoic metamorphites in the middle part of the Kohút zone (Veporic unit, West Carpathian)

Based on bulk rock chemistry as well as mineralogical content there have been separated 5 basic lithogeochemical types of metamorphites. In Alpine penetrative structures there are deciphered three metamorphic events. Zonality, inclusion trails, chemical and mechanical stability predeterminate garnet to be the best indicator of the first metamorphic event - the Variscan regional metamorphosis. Compressive, barrowian style (max. T ~ 500 - - 550 °C, p ~ 5,5 - 7,5 Kb) accompanied by planar deformation (flattening) of inclusion trails is supposed to be a consequence of burial metamorphism in geothermal gradient of about 25 °C/km. Peak of regional metamorphism was terminated by deformation and decompressional regime with signs of extension being followed by syn- to postkinematic granitization. Garnet porphyroblasts are crushed under brittle-ductile conditions and relics are subsequently healed by the Ca-rich rims. The second Variscan event indicates allochemical style and tend to retrograde metamorphism in regional scale (average T ~ 380 - 450 °C). The Alpine metamorphism compared with the Variscan retrogression displays lower temperature and first of all its isochemical character is more pronounced.

Key words: Carnet, Deformation, Variscan, barrowian retrograde, bulk-rock chemistry

Úvod

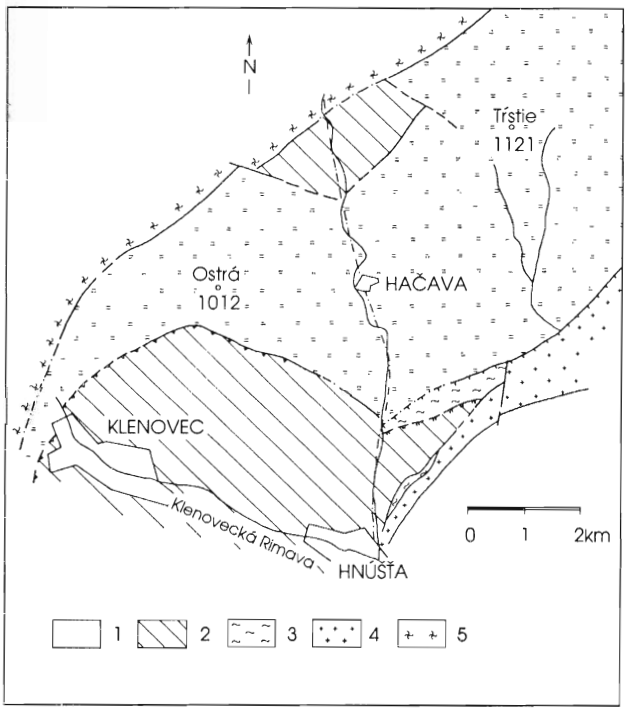
V mnohonásobne deformovaných staropaleozoických metamorfitoch zostáva otvorenou otázkou charakter predalpínskych štruktúr, konkrétnejšie členenie tektonicko-metamorfných epizód a pod. V alpínsky výrazne prepracovanom teréne, akým je veporikum, môže petrografický prístup poodhaliť staršie deformácie alebo aspoň ich prejavy, či podmienky. Oporným minerálom je hlavne granát a výskumu jeho chemického zloženia a štruktúrnych znakov sa v metamorfnej petrológii venuje azda najviac pozornosti.

Petrologické predstavy a geochemickú charakteristiku základných typov hornín odvíjame najmä z podrobnejšieho výskumu v oblasti polygónu Kokava nad Rimavicou - Klenovec - Hnúšťa - Tisovec (obr. 1). V tomto území sa na základe P-T podmienok rozlišuje variská a alpínska metamorfóza (Bezák, 1989; Méres a Hovorka, 1991). Práce Korikovského podčiarkujú význam variskej retrográdnej metamorfózy (Cambel et al., 1986; Korikovskij et al., 1990). V súčasnom období sa venuje pozornosť aj geochémii zdrojového materiálu metamorfných komplexov (Méres a Hovorka, 1991; Bezák, 1989; Kováčik, 1990).

Náčrt geologickej stavby

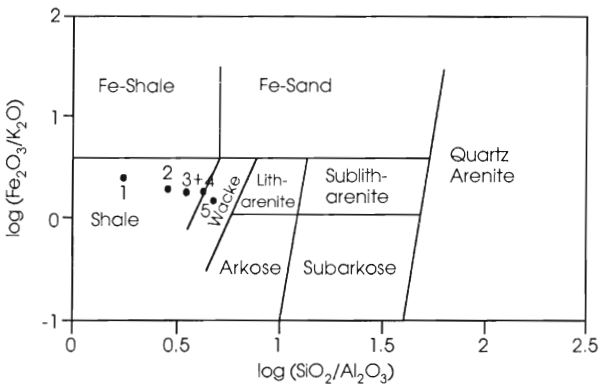
Skúmané metamorfné komplexy strednej časti kohútskej subzóny sú na obr. 1. Vek komplexov je palinologicky stanovený na silúr - spodný devón (Klinec a Planderová, 1979; Bezák a Planderová, 1981). Svory a klenovská rula sú metamorfované v obdobných podmienkach, preto sa celé pásmo metamorfitov nazýva „svory typu Brezina" (Kamenický, 1967). Klinec (1966) v generalizujúcom chápaní tektonického vývoja veporidného kryštalinika predpokladá alpínsky presun granitoidov - migmatitov tzv. kráľovohoľského komplexu spolu s obalovým mezozoikom na podložné svory tzv. hronského komplexu. Vek rimavického granitu stanoveného U/Pb metódou na zirkóne v sineckom masíve je 350 miliónov rokov (Bibikova et al., 1988). Kontaktno-injekčné prejavy granitizácie sú naložené na staropaleozoické regionálne metamorfované horniny, ale v mladšom paleozoiku nie sú typické (Zoubek, 1932; Kamenický, 1977). V predstave vývoja juhozápadných veporidných jednotiek Bezák (1988) začleňuje obidva komplexy staropalezoických metamorfitov (obr. 1) do strednej etáže a predpokladá jej tektonické zblíženie so spodnou, predhercýnskou rulovo-migmatitovou etážou v hercýnskom období.

Vo veporiku možno predalpínske štruktúry (severozápadného smeru) pozorovať v migmatitovo-granitoidných komplexoch, ktoré fixuje mladšia granitizácia (Siegl, 1982; Bezák, 1988). Plastickejšie súbory staropaleozoických metamorfitov sa včlenili do alpínskeho štruktúrneho plánu a v teréne staršie deformačné relikty nepozorovať. Výrazná alpínska penetratívna deformácia kráľovohoľského aj hronského komplexu (sensu Klinec, 1966) sa skúmala hlavne v súvislosti s metamorfózou alpínskych obalových jednotiek (Vrána, 1966; Plašienka et al., 1989, a i.).



Obr. 1. Geologická schéma podľa podkladov Klinca et al. (1978). 1 - svory (hronský komplex sensu Klinec, 1966 alebo komplex Ostrej sensu Bezák, 1982), 2 - albitizované biotitické ruly (klenovský komplex sensu Bezák, l. c.), 3 - muskovitícko-chloritické bridlice (sinecký komplex sensu Bezák, 1988), 4 - leukokrátne granitoidy (rimavický typ sensu Kamenický, 1977), 5 - hybridné granitoidy a migmatity (kráľovohoľský komplex, Klinec, 1966).

Fig. 1. Geological scheme according to Klinec et al. (1978). 1 - micaschists (Hron complex sensu Klinec or Ostrá komplex sensu Bezák, 1982), 2 - albitized biotite gneisses (Klenovec complex sensu Bezák, l. c.), 3 - muscovite-chlorite schists (Sinec complex sensu Bezák, 1982), 4 - leucocratic granitoids (Rimavica type sensu Kamenický, 1977), 5 - hybrid granitoids and migmatites (Kráľová hoľa complex sensu Klinec, 1966).



Obr. 2. Základné horninové typy staropaleozoických metamorfitov kohútskeho pásma (tab. 1) v diagrame Herrona (1988). Fe_2O_3 predstavuje súčet FeO + Fe_2O_3.

Fig. 2. Basic litotypes of the Lower Paleozoic metamorphites of the Kohút zone (see Tab. 1) plotted in diagram after Herron (1988). Fe_2O_3 represents the sum of FeO + Fe_2O_3.

Petrografia a geochémia základných horninových typov

V obidvoch staropaleozoických metamorfovaných súboroch kohútskeho pásma (obr. 2) sa vyčleňuje päť dominantných horninových typov (tab. 1); skratky minerálov sú v opise k obr. 4. Predstavu o klasifikácii, ale najmä o odlišnostiach medzi typmi dáva diagram na obr. 2 (Herron, 1988). Použité parametre sú relatívne málo mobilné elementy, okrem SiO_2, ale ten v zložení prevažuje a prípadné alochemické deje jeho kvantitu výraznejšie neovplyvnili.

Prvá skupina (tab. 1) reprezentuje svory s vysokým obsahom hliníka a železa so súbežným znížením SiO_2. V diagrame (obr. 2) spadajú do blízkosti poľa Fe bridlíc a z hľadiska zdrojového materiálu sa hodnotia ako medziprodukty alitického (lateritického) typu zvetrávania (Kováčik, 1991). Osobitný chemizmus sa premieta i do zloženia ms ≥ Q > ga > chld ≥ chl > par.

Druhú a tretiu skupinu zastupujú najfrekventovanejšie litologické členy hronského komplexu. Sedimentárny protolit oproti štvrtej a piatej skupine prejavuje vyšší stupeň geochemickej zrelosti. Kvantitatívne minerálne zloženie týchto pelitov varíruje. V druhom type je podiel ms a Q zhruba vyrovnaný, avšak v treťom už prevláda Q. Druhý typ tvoria ga-chl svory so zriedkavejším výskytom plg a bt a tretí skôr ga-bt svory s výraznejším zastúpením kyslého plg.

Geochemicky blízka tretej skupine aj „priemernému metapelitu" (Shaw, 1956) je štvrtá skupina, ktorá spolu s piatou má povahu rúl prevládajúcich v klenovskom komplexe. Štvrtý horninový typ charakterizujeme ako ga-bt ruly s plg, ktoré miestami nesú znaky rohovcovej štruktúry. Pomerné zloženie je Q > bt ≥ plg > ms > ga, klz. Posledná skupina, do ktorej sa zaraďuje aj niekoľko enkláv zo sineckého granitoidného telesa, už spadá do poľa drôb (obr. 2) a z hľadiska minerálneho zloženia (Q > plg > bt > ms > ga) inklinuje ku granitoidom.

Základná štatistická charakteristika horninotvorných oxidov (tab. 1) je v dobrej zhode s minerálnou náplňou jednotlivých typov. To v istom smere potvrdzuje aj podstatne nižšia štandardná odchýlka vyčlenených súborov v porovnaní s „priemerným metapelitom". Naznačené členenie dáva predstavu o prevažujúcej horninovej náplni územia. Okrem amfibolitových polôh ďalšie typy predstavujú ga metadroby až kremence, grafitický kremenec, horniny blízke kyslým vulkanitom, ako aj istý podiel ťažko určiteľných deformovaných a rekryštalizovaných hornín fylitovej povahy. Jednoduchú pôvodnú metamorfnú asociáciu amfibolitov - obyčajný amfibol a plagioklas - ojedinele obohacuje granát, avšak naložené procesy (chlorit, amfibol aktinolitického typu, albitizácia, prekremenenie, epidotitizácia a sulfidná mineralizácia) v mnohých prípadoch ovplyvňujú primárne zloženie.

Metamorfná história

V petrografickej štruktúre sa dajú rozlíšiť tri základné deformačnometamorfné udalosti. Prehľad o výskyte horni-

TAB. 1
Aritmetické priemery hlavných oxidov
Arithmetical averages of rock-forming oxides

Hor. typ	1	2	3	4	5	+
Počet vz.	12	18	16	8	15	155
SiO_2	48,02 (2,99)	58,39 (2,05)	64,61 (2,13)	66,63 (1,53)	71,33 (2,19)	61,54 (4,68)
Al_2O_3	27,42 (1,87)	20,92 (0,85)	17,99 (0,76)	15,43 (0,60)	13,44 (1,04)	16,95 (4,21)
FeO	6,09 (0,50)	4,84 (1,23)	3,57 (1,00)	3,48 (0,39)	2,72 (0,38)	3,90 (2,25)
Fe_2O_3	2,66 (0,50)	2,59 (0,99)	2,07 (1,30)	1,23 (0,49)	1,18 (0,38)	2,36 (1,97)
CaO	0,99 (0,72)	0,92 (0,31)	0,8 (0,39)	1,91 (0,72)	1,63 (0,53)	1,76 (2,03)
MgO	2,47 (0,60)	1,92 (0,26)	1,85 (0,39)	2,45 (0,54)	1,79 (0,36)	2,52 (1,91)
TiO_2	1,23 (0,16)	0,95 (0,12)	0,84 (0,12)	0,71 (0,06)	0,62 (0,09)	0,82 (0,61)
P_2O_5	0,33 (0,11)	0,26 (0,11)	0,21 (0,07)	0,17 (0,05)	0,19 (0,05)	
MnO	0,11 (0,05)	0,157 (0,11)	0,07 (0,04)	0,06 (0,02)	0,06 (0,02)	
Na_2O	1,54 (0,56)	1,25 (0,23)	1,17 (0,46)	3,07 (0,72)	3,12 (0,38)	1,84 (1,18)
K_2O	3,68 (0,85)	4,09 (0,34)	3,22 (0,55)	2,72 (0,45)	2,00 (0,43)	3,45 (1,32)

V zátvorke sú štandardné odchýlky v základných horninových typoch, v poslednom stĺpci je referenčný priemerný metapelit +(Shaw, 1956). Horninové typy: 1 - ga-chld svory, 2 - ga-chl svory, 3 - ga-bt svory s plg, 4 - ga-bt ruly, 5 - ga-bt-Q ruly s plg.
In the brackets are standard deviations of basic litotypes. In the last column is the „average metapelite" (Shaw, 1956). Rock types: 1 - ga-chld micaschist, 2 - ga-chl micaschist, 3 - ga-bt micaschist with plg, 4 - ga-bt gneiss, 5 - ga-bt-Q gneiss with plg.

notvorných minerálov každej metamorfnej udalosti podáva tab. 2. Rekryštalizácia muskovitu, biotitu a chloritu spolu s pohyblivosťou albitovej zložky a kremeňa zastierajú reálny pohľad na charakter variskej regionálnej metamorfózy (V_1). V skúmaných horninách zostávajú porfyroblasty granátu prakticky jediným svedkom najstarších metamorfných udalostí.

Zonalita neporušeného granátu má v hrubých črtách progresívny ráz, smerom k okraju narastá obsah almandínovej a pyropovej zložky za súbežného poklesu spessartínovej, príp. grossulárovej zložky (Vozárová a Krištín, 1985; Méres a Hovorka, 1991; Kováčik, 1990). Ak je hornina primárne obohatená o MnO, v jadrách niektorých výrastlíc obsah spessartínu rastie, čo indikuje počiatok tvorby granátu už pri nízkej teplote. Výskyt veľkých granátov sa viaže na svory (tab. 1, typ 1, 2), kde sú nositeľom Mn predovšetkým fylosilikáty ako hlavný prekurzor granátu (pozri napr. jadrá v tab. 3). Ak hornina neobsahuje MnO, kryštalizácia granátu sa obmedzuje na úzky diapazón vysokého pomeru Fe/Mg a zároveň priemer granátu menší ako 0,5 cm nedáva spoľahlivú informáciu o rastovej zonálnosti (Spear et al., 1990; Symmes a Ferry, 1982). Homogénne zloženie alebo nepravidelnosti (až kontroverznosti) v zonalite mnohých sledovaných granátov potvrdzujú komplexnosť „granátotvorných" reakcií. Pri stanovovaní podmienok prvej metamorfnej udalosti v horninách prvého typu (tab. 1) pomáha prítomnosť chld-ms-par pseudomorfóz po staurolite, niekedy aj ms-par pseudomorfóz po kyanite (Kováčik, 1991, 1992). Asociácie stau-ky (bez ga) alebo stau-ga-chl bez prítomnosti bt či plg naznačujú, že maximálne P-T podmienky dosiahli približne počiatok amfibolitovej fácie. Napriek tomu, že teplota vedúca k tvorbe týchto asociácií je vyššia (reakcia 2, 3, obr. 6; Hoschek, 1969; Bickle a Archibald, 1984, a pod.), dá sa predpokladať istý posun do nižších podmienok. Prítomnosť roztrúsenej organickej hmoty v hornine alebo polohy grafitických kvarcitov v metamorfnej sekvencii znižuje teplotu progresívnych minerálnych reakcií, ale presnejšie kvantifikovať xH_2O je ťažko. V bežnejších typoch metapelitov sa podľa topologickej projekcie AFM (Albee, 1972) daný metamorfný stupeň odráža v asociácii ga-chl-bt. Metamorfné asociácie, typ zonálnosti granátu a prítomnosť kyanitu pripomínajú barrowský metamorfný trend, ktorý sa pohybuje paralelne s kontinentálnou geotermou (obr. 6). V zmysle barrowskej zónografie možno pozorované asociácie paralelizovať s granátovou až staurolitovou zónou (Yardley et al., 1987) a vrchnú hranicu V1 ohraničiť na 500 - 550 °C pri predpokladanom tlaku 5,5 - 7,5 kb.

V porfyroblastoch granátu svorov sa zriedka objavujú predmetamorfné inklúzie (pozri obr. 4). Inertný materiál inklúzií je reliktom pôvodnej sedimentárnej laminácie. Pozoruhodné je ich paralelné usporiadanie, dokumentujúce symetrickú deformáciu (splošťovanie) počas progresívnej metamorfózy, ktorú si možno predstaviť ako normálne poklesové hrubnutie kôry. V nedeformovaných porfyroblastoch sme doteraz nepozorovali nelineárne vrásové prvky sprevádzajúce syndeformačný alebo postdeformačný rast granátu (Bell a Johnson, 1989), ktoré by svedčili o kolíznej povahe regionálnej metamorfózy. Alternatívne vysvetlenie môže byť v relatívne rýchlom raste granátu voči postupujúcej deformácii, alebo že zriedkavé porfyroblasty s inklúziami náhodne prerastajú len nedeformované domény. Z analógie iných barrowských terénov je známe, že sa progresívna metamorfóza pohybuje medzi ky-sill rozhraním a kontinentálnou geotermou. Vo vyšších zónach je navyše badateľný príklon k termálnemu rázu (sill) metamorfózy (Yardley et al., 1987). V našom prípade predpokladáme približný geotermálny gradient 25 °C/km so zodpovedajúcou maximálnou hĺbkou metamorfózy okolo 22 km.

Ďalší osud granátu napovedá, že kompresné štádium ukončila deformácia v krehkoplastickom štýle. Na obr. 4 vidno, ako deformáciu urýchľuje korozívny účinok mobilného Q a v pokročilom štádiu z granátu zostávajú len rekryštalizované zvyšky (vľavo dole). Zachované relikty vyhoju-

TAB. 2
Výskyt minerálov vo variskej regionálnej (V_1), druhej variskej (V_2) a alpínskej metamorfóze (A)
Occurrence of minerals in Variscan regional metamorphism (V_1), Variscan metamorphic overprint (V_2) and Alpine metamorphism (A)

Minerál/Fáza	V_1	V_2	A
Q, ms, chl, alb	———	———	———
ga	———	- - - - -	
stau	———		
ky	———	- - - - -	?
bt	———	———	- - - - -
pl (An 10-30)	———	———	
chld	———	———	?
par	- - - - -	———	?
and, sill, kord		- - - - -	

Plná čiara - charakteristický, čiarkovaná - lokálne prítomný. Q - kremeň, ms - muskovit, chl - chlorit, alb - albit, ga - granát, stau - staurolit, ky - kyanit, bt - biotit, plg - plagioklas, chld - chloritoid, and - andaluzit, sill - sillimanit, kord - kordierit - par - paragonit
Full line - characteristic, dashed - in places present. Mineral abbrevations: Q - quartz, ms - muscovite, chl - chlorite, alb - albite, ga - garnet, stau - staurolite, ky - kyanite, bt - biotite, plg - plagioclase, chld - chloritoid, and - andalusite, par - paragonite

TAB. 3
Rozdiely v chemickom zložení starších jadier a „novotvorených" retrográdnych lemov v granáte na obr. 6
Differences in chemical composition between older cores and now formed retrograde rims of garnet shown Fig. 6

	Okraj	Jadro	Okraj	Jadro
SiO_2	37,06	36,44	37,44	36,97
Al_2O_3	20,98	20,58	20,86	20,63
MgO	1,88	2,50	1,92	2,46
CaO	6,12	2,99	6,01	2,98
MnO	7,01	7,36	6,25	7,30
FeO	27,30	29,38	27,50	29,72
TiO_2	0,10	0,02	0,05	0,05
Súčet	100,45	99,27	100,03	100,11
Prepočet na 8 katiónov				
MgO	0,22	0,30	0,23	0,30
Fe^{2+}	1,78	1,93	1,82	1,95
Fe^{3+}	0,05	0,06	0,03	0,06
Mn	0,48	0,51	0,43	0,50
Ti	0	0,01	0	0
Ca	0,53	0,26	0,52	0,26
Al^{VI}	1,94	1,93	1,97	1,95
Al^{IV}	0	0	0,01	0
Si	3,00	3,00	2,99	3,00
Prepočet na koncové členy (100 %)				
py	7,47	10,10	7,57	9,86
alm	59,20	64,34	60,83	64,94
spes	15,84	16,89	14,18	16,62
andr	2,53	3,33	1,31	2,79
gros	14,96	5,35	16,11	5,80

je grossulár bohatým lemom, zväčša sa viažucim na metasomatický prínos (pozri obr. 5). V tomto procese získava drobný rekryštalizovaný granát reverznú zonálnosť. Regresívny trend demonštruje tab. 3, v ktorej okraj granátu primárne bohatého na spessartín nahrádza grossulárová zložka za súčasného poklesu molekuly pyropu, almandínu a spessartínu. Aj čiry lem v porfyroblaste granátu so zriedkavými stopami po deformovanej uhlíkatej polohe na obr. 3 kvalifikujeme ako dorastanie vo V_2, ktorá má voči V_1 zrejme výraznejší oxidačný účinok. Drobné granáty obohatené grossulárom sme pozorovali aj v deformovaných zónach hornín primárne neobsahujúcich plagioklas a často aj v základnej hmote. Predpokladáme, že relikty rozdrvené počas alochemického vývoja druhej variskej metamorfózy (V_2) druhotne uzatvára kyslý plagioklas, muskovit a biotit (Kováčik, 1988). Kataklázu granátu spätú s facetovaním reliktov nemožno úplne vylúčiť ani v alpínskej metamorfóze, avšak ťažko predpokladať ich výraznejšiu chemickú premenu, príp. uzatváranie druhotnými minerálmi.

Látkovým aj tepelným zdrojom zväčša alochemických retrográdnych premien je hercýnska viacfázová granitizácia. Retrográdne prejavy možno v priemere charakterizovať teplotou 380 - 450 °C pri tlaku pravdepodobne na rozhraní poľa stability kyanitu a andaluzitu, ale hydrotermálna aktivita často pokračuje aj pri nižšej teplote. Lokálne preteplenie (aureola rimavického granitu; Kamenický, 1977) naznačujú šípky pravej oblúkovej dráhy (obr. 6), ktorá tiež vyúsťuje do retrográdnej infiltrácie. Celkovo prebieha druhá variská synkinematická až postkinematická metamorfóza (V_2) v dekompresnom, pravdepodobne extenznom režime a sprevádzajú ju intrúzie granitoidov. Neprítomnosť cordieritu alebo andaluzitu indikuje, že sa regionálny geotermálny gradient počas neskorovariského vývoja príliš nezvyšoval. Z geodynamického hľadiska je pravdepodobné, že sa kontinentálna kôra výraznejšie nestenčovala.

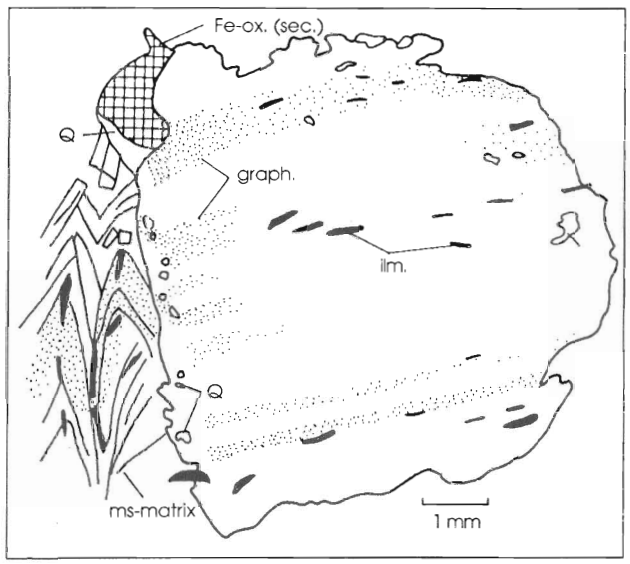
Alpínska metamorfóza (A, obr. 6) má na rozdiel od variskej retrográdnej metamorfózy v priemere o 50 - 100 °C nižšiu teplotu, ale najmä výraznejší izochemický charakter (neprítomnosť granitizácie).

Diskusia

V tejto časti sa venujeme iba otázkam genézy „novotvoreného granátu", ktorého systematický výskyt vo veporidnom kryštaliniku a nejednoznačné interpretácie stále pútajú pozornosť petrológov. Takýto granát prvýkrát podrobnejšie študoval Vrána (1966), pokladá ich za novotvorené a ich tvorbu faciálne aj vekovo paralelizuje s alpínskou metamorfózou föderátskeho mezozoika. Drobné granáty obohatené o grossulárovú zložku vystupujú ako súčasť „primárneho plagioklasu" a vznikajú na úkor Ca zložky plagioklasu v procese albitizácie (Vrána, l. c.).

Z kohútskych metamorfitov Korikovskij et al. (1990) odvodzujú vznik drobných granátov tiež izochemickými reakciami anortitového komponentu plagioklasu, ale v procese variskej retrográdnej metamorfózy. Na druhej strane Méres a Hovorka (1991) vývoj granátu obohateného o grossulárovú zložku spájajú s asociáciou staurolitu a kyanitu, ktorým pripisujú alpínsky vek.

Hľadiská prezentované v tejto práci vyplývajú hlavne zo sledovania postavenia drobných granátov v petrografickej štruktúre a zo štúdia skalových kompozícií (obr. 5, 6).



Obr. 3. Porfyroblast granátu z regionálne metamorfného štádia. Nepravidelne rozmiestnené polohy grafitických inklúzií (graph.) majú spoločne s ilmenitom planárne usporiadanie. Čiry lem vo vnútornom okraji doprevádzaný druhotným kremeňom prakticky neobsahuje grafit. Vľavo prevrásnená lepidoblastická základná hmota so strižnými deformáciami (S_2) kolmo voči pôvodnej foliácii (S_1), (ga-chl svor v polovici cesty medzi obcami Hačava a Mútnik v dolnom toku Bystrého potoka).

Fig. 3. Garnet porphyroblast of regional metamorphic event. Arrangement of graphitic inclusions (graph.) demonstrate the primary sedimentary lamination. Bands rich in ordered graphite together with ilmenite (ilm.) inclusion trails are ordered in planar sense. Clear rim on the interior margin followed by secondary quarz contain graphit very rarely. On the left hand side is folded lepidoblastic groundmass with shear deformations (S_2) oriented perpendicular to the primary foliation (S_1), (ga-chl micaschist in the half road between villages Hačava and Mútnik in the lower flow of the Bystrá creek).

Obr. 4. Krehkoplastické deformácie granátov v zóne dextrálneho progresívneho strihu zvýraznené reorientáciou fylosilikátov v kremennej matrix. Uzavretý kremeň a ilmenit kopírujú zmysel rotácie hostiteľského granátu (ga-chl-ms metadroba, S-J dolina 2,5 km na ssv. od kostola v Ratkovskej Zdychave).

Fig. 4. Brittle-ductile deformation of garnets in the dextral shear zone marked by reorientation of phyllosilicates in quarzitic groundmass. Enclosed quarz and ilmenite copy the sense of rotation of host garnet (ga-chl-ms metagreywacke, N-S valley 2,5 km northernwards from church in Ratkovská Zdychavá).

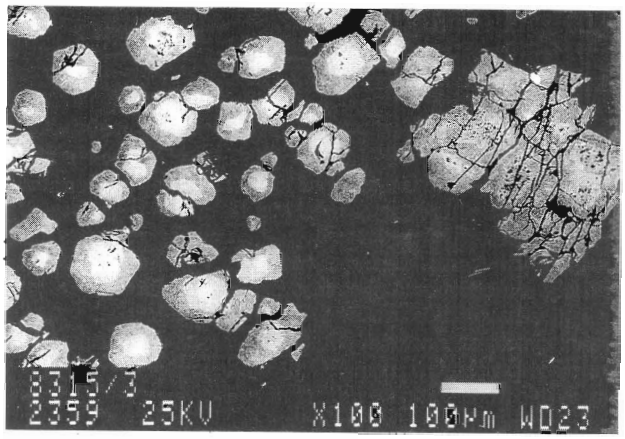
Výskyt „novotvoreného granátu" v horninách bez plagioklasu (1. skup., tab. 1), ale aj nízka bazicita plagioklasu v ostatných metamorfitoch (v priemere albit, maximálne oligoklas) poukazujú na to, že odvodzovanie grossulárového komponentu z plagioklasu je nepravdepodobné. V granitoidoch, kde plagioklas dosahuje vyššiu bazicitu a jeho premeny sú pestrejšie (napr. saussuritizácia), je aspoň v časti takýchto granátov možný aj vznik z rozkladajúceho sa plagioklasu.

V úvahách o vekovom zaraďovaní vychádzame z toho, že sa skúmané granáty vyskytujú iba v kryštaliniku, kde ich často uzatvára alebo zatláča novotvorený biotit, plagioklas a amfibol, ktoré nie sú v obalovom mezozoiku bežné. Prakticky bez granátu sú aj veporidné mladopaleozoické jednotky, v ktorých metamorfóza dosahuje až chloritoidno-kyanitovú zónu (Vrána, 1964). V teréne možno nezriedka pozorovať, ako do deformovaných štruktúr prenikajú apofýzy granitu či postkinematická feldšpatitizácia. Tieto vyššie termálne prejavy v permsko-mezozoických obalových sekvenciách východného veporika nepozorovať a alpínska metamorfóza tu dosahuje maximálne biotitovú zónu s predpokladanou teplotou do 320 alebo 350 °C (Vrána, 1966; Plašienka et al., 1989; Korikovsky et al., 1992). V prospech rozšírenej variskej retrográdnej metamorfózy hovoria aj nálezy diaftorizovaných obliakov kryštalinika v perme ľubietovskej subzóny (Kamenický, 1982).

Konečné stanovenie veku „novotvorených" granátov zrejme aspoň v prípade metamorfitov zostane ešte dlho otvorené aj preto, že fázy obohatené grossulárovou zložkou nukleujú len na starších kataklázovaných reliktoch granátov almandínovo-pyropovo-spessartínového zloženia, ktoré sa v obalových sekvenciách nevyskytujú. V istých alpínskych strižných zónach sa môžu aj porfyroblasty granátu deformovať za vzniku obdobných kataklastických štruktúr, ale následná vyššia termálna reekvilibrácia je už menej pravdepodobná.

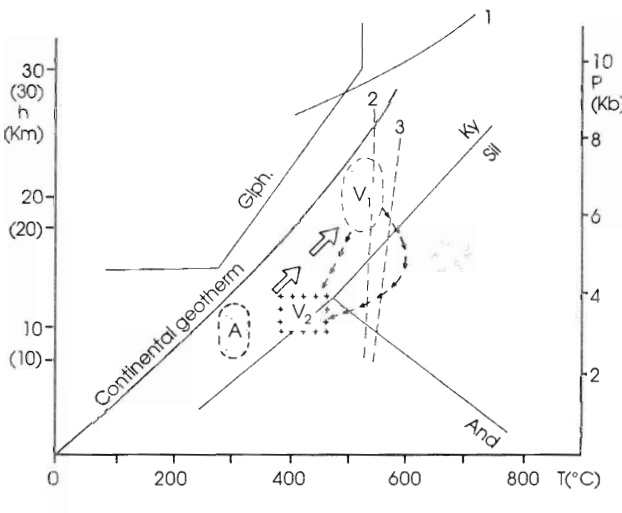
Záverečné poznámky

Z minerálnych asociácií študovaných polymetamorfovaných staropaleozoických hornín vychodí, že granát odráža charakter predalpínskeho vývoja najhodnovernejšie. Maximálne P-T podmienky variskej regionálnej metamorfózy predpokladáme okolo 500 - 550 °C v strednotlakových podmienkach (okolo 5,5 - 7,5 Kb) pri geotermálnom gradiente približne 25 °C. Lineárne orientované uzavreniny



Obr. 5. Deštrukcia granátu z regionálne metamorfného štádia. Scanová kompozícia zviditeľňuje svetlé relikty almandínovo-spessartínového zloženia obaľované tmavším grossulárom obohateným lemom (ga-chl svor s plg, zárez železnice 200 m S od stanice v Kokave n/Rimavicou).

Fig. 5. Destruction of garnet of regional metamorphic origin. Scanning image displays light relics of crushed garnet rich in almandine - spessartite components, which are healed by darker grossularite rich rims.



Obr. 6. Teplotno-tlaková časová predstava variského metamorfného vývoja. Barrowiansky trend (prázdne šípky) dosahuje maximum v poli reakcií 2 a 3, progresívna regionálna metamorfóza (V_1) je ukončená pred- až syngranitizačnou deformáciou. Malé šípky naznačujú súbežné metamorfné trendy, ktoré v regionálnom merítku vyúsťujú v allochemickú retrográdnu metamorfózu (V_2). A - oblasť alpínskych metamorfných udalostí, 1 - ilm + Ky + Q = alm + ru (Bohlen et al., 1983), 2 - chld + Al - sil = stau + Q + H_2O (Ganguly, 1972), 3 - chld+ + Q = stau + ga + H_2O (Baltatzis, 1979), Al - silikáty sensu Holdaway (1971).

Fig. 6. T-p-t imagine of Variscan metamorphic evolution. Barrowian metamorphic type (empty arrows) reaches maximum in reaction fields 2 and 3. Progressive regional metamorphism (V1) is terminated by pre- to syngranitization deformation. Tiny dashed arrows indicate sub-parallel metamorphic trends, which in regional scale lead into the allochemical retrograde metamorphism (V2). A - field of alpine metamorphic events, 1 - ilm + ky + Q = alm + ru (Bohlen et al., 1983), 2 - chld + Al-sil = stau + Q + H_2O (Ganguly, 1972), 3 - chld + Q = stau + ga + H_2O (Baltatzis, 1979), Al - silicates sensu Holdaway (1971).

v porfyroblastoch granátu indikujú symetrickú deformáciu a dovoľujú predpokladať poklesovú metamorfózu barrowského štýlu.

Druhú variskú metamorfnú udalosť začínajú a sprevádzajú krehkoplastické deformácie, ktoré súvisia so strednokarbónskou až spodnopermskou granitizáciou. Dekompresia a termálna relaxácia sú späté so zvýšenou fluidnou aktivitou. Na metamorfitoch sa v regionálnom meradle prejavuje alochemickou retrográdnou metamorfózou a rekryštalizáciou (napr. „novotvorený" granát bohatý na grossulár, chloritoid, fylosilikáty) v oblasti strednej zóny fácie zelených bridlíc (380 - 450 °C). Variský vývoj je zavŕšený výzdvihom za vzniku extenzných poklesových štruktúr, ktoré zapĺňa permská molasa sprevádzaná vulkanickou činnosťou.

Alpínska metamorfóza má oproti variským retrográdnym procesom nižšiu, a najmä stabilnejšiu teplotu (okrem lokálnych tepelných variácií neskoršej extenznej etapy) a vyhranenejší izochemický charakter.

Literatúra

Albee, A. L. 1972: Metamorphism of pelitic schists: Reaction relations of chloritoid and staurolit. *Geol. Soc. Amer. Bull., 83, 3249 - 3268.*

Baltatzis, E. 1979: Staurolite-Forming Reactions in the Eastern Dalradian Rocks of Scotland. *Contr. Mineral. Petrology, 69.*

Bell, T. H. & Johnson, S. E. 1989: Porphyroblast inclusion trails: the key to orogenesis. *J. metamorph. Geol., 7, 279 - 310.*

Bezák, V. 1982: Komplexy metamorfitov a granitoidov v kohútskom pásme veporíd. *Geol. Práce, Spr., 78, 65 - 70.*

Bezák, V. 1988: Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika. *Mineralia slov., 20, 131 - 142.*

Bezák, V. 1989: Predmetamorfný charakter hornín kohútskej zóny veporika. *Mineralia slov., 21, 247 - 250.*

Bezák, V. 1989: Výsledky geotermometrie v kryštaliniku kohútskej zóny veporika. *Správy geol. výsk. Bratislava, GÚDŠ, 133 - 136.*

Bezák, V. & Planderová, E. 1981: Nové poznatky o veku metamorfitov v kohútskej zóne veporíd. *Geol. Práce, Spr., 75, 183 - 184.*

Bibikova, E., Cambel, B., Korikovskij, S. P., Broska, I., Gracheva, T. V., Makarov, V. A. & Arakeliants, M. M. 1988: U-Pb and K-Ar isotopic dating of Sinec (Rimavica) granites (Kohút zone of Veporides). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 137 - 157.*

Bickle, M. J. & Archibald, N. J. 1984: Chloritoid and staurolite stability: implications for metamorphism in the Archaean Yilgarn Block, W. Australia. *J. metamorph. Geol., 2, 179 - 203.*

Bohlen, S. R., Wall, V. J. & Boetcher, A. L. 1983: Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO_2-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. *Amer. Mineralogist, 68, 1049 - 1058.*

Cambel, B., Korikovskij, S. P., Krasivskaja, I. C., Arokeľjanc, M. M. 1986: Opredelenie vozrasta retrogradnogo metamorfizma v Zapadnych Karpatoch K-Ar metodom po muskvitam. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 375 - 385.*

Ganguly, J. 1972: Staurolite stability and related parageneses: Theory, experiments and applications. *J. Petrology, 13, 335 - 365.*

Herron, M. M. 1988: Geochemical classifications of terrigenous sands and shales from core of log data. *J. sed. Petrology, 58, 820 - 829.*

Holdaway, M. J. 1971: Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Amer. J. Sci., 271, 97 - 132.*

Hoschek, G. 1969: The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contr. Mineral. Petrology, 22, 208 - 232.*

Kamenický, J. 1982: Vývoj a podmienky metamorfózy v SZ časti veporského rudohoria. *In: Krist, E. (Red.): Metamorfné procesy v Západných Karpatoch (Zborník prednášok). GÚDŠ Bratislava, 23 - 37.*

Kamenický, J. 1977: Contact metamorphism in the aureole of Rimavica granite. *Mineralia slov., 9, 161 - 184.*

Klinec, A. 1966: K problému stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Západ. Karpaty, 6, 7 - 29.*

Klinec, A. et al. 1978: Vysvetlivky k listu Klenovec (1:25 000). *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 112.*

Klinec, A. & Planderová, E. 1979: Paleozoické metamorfity v oblasti Hnúšte (kohútska subzóna veporíd). *Geol. Práce, Spr., 72, 193 - 194.*

Korikovskij, S. P., Dupej, J., Boronikhin, A. V. & Zinovieva, N. G. 1990: Zoned garnets and their equilibria in mica schists and gneisses of Kohút crystalline complex, Hnúšťa region, W. Carpathians. Geol. or. *Geol. Carpath., 41, 99 - 124.*

Korikovsky, S. P., Putiš, M. & Boronikhin, V. A. 1992: Anchimetamorphism of the Struženík group in the Nízke Tatry Mts. (Western Carpathians). *Geologica Carpath., 43, 2, 97-104.*

Kováčik, M. 1988: Geochémia a petrológia metamorfitov staršieho paleozoika. In: Molák, B., Gargulák, M. et al.: Metalogenéza styčnej zóny veporika a gemerika a výskum Sb-mineralizácie V časti Slovenského rudohoria. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 11.*

Kováčik, M. 1990: Geochémia a petrológia metamorfovaných hornín staršieho paleozoika. *In: Hraško, Ľ., Kováčik, M., Martinský, L., Žáková, E. & Vozárová, A.: Litogeochemický výskum styčnej zóny gemerika a veporika. Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 1 - 53.*

Kováčik, M. 1991: Svory s vysokým obsahom hliníka a železa v JV veporiku - protolit a regionálna metamorfóza. *Mineralia slov., 23, 23 - 32.*

Kuthan, M. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Zvolen.

Méres, Š. & Hovorka, D. 1991: Geochemistry and metamorphic evolution of the Kohút crystalline complex mica schists. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 47, 15 - 66.*

Plašienka, D., Janák, M., Hacura, A. & Vrbatovič, P. 1989: Prvé údaje o kryštalinite illitu z alpínsky metamorfovaných hornín veporika. *Mineralia slov., 21, 43 - 51.*

Shaw, D. M. 1956: Geochemistry of pelitic rocks. Major elements and general geochemistry. *Bull. Geol. Soc. Amer., 67, 919 - 934.*

Siegl, K. 1982: Structure of the Vepor Pluton. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 2, 171 - 175.*

Spear, F. S., Kohn, M. J., Florence, F. P. & Menard, T. 1990: A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: implications for thermobarometry and P-T path determinations. *J. metamorph. Geol., 8, 683 - 696.*

Symmes, G. H. & Ferry, J. M. 1992: The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism. *J. metamorph. Geol., 10, 221 - 237.*

Tracy, R. J., Robinson, P. & Thompson, A. B. 1976: Garnet composition and zoning in the determination of T-p of metamorphism, central Massachusetts. *Amer. Mineralogist, 61, 762 - 775.*

Vozárová, A. & Krištín, J. 1985: Zmeny v chemickom zložení granátov a biotitov v kontaktnej aureole alpínskych granitoidov v južnej časti veporika. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metal., 10, 199 - 221.*

Vrána, S. 1964: Chloritoide and kyanite zone of alpine metamorphism on the boundary of the Gemerides and the Veporides. *Krystalinikum, 2, 125 - 143.*

Vrána, S. 1966: Alpidische metamorphose der Granitoide und Foederata Serie im Mittelteil der Veporiden. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 6, 29 - 84.*

Yardley, B. W. D., Barber, J. P. & Gray, J. R. 1987: The metamorphism of the Dalradian rock of W. Ireland and its relation to tectonic setting. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 321, 243 - 270.*

Zoubek, V. 1932: Predbežná zpráva o mapování listu Velká Revúca. *Věst. St. geol. Úst., 8, 136 - 145.*

Polyphase evolution of Lower Paleozoic metamorphites in the middle part of the Kohút zone (Veporic unit, West Carpathians)

Metamorphites studied are reworked in makro- and mesoscale in the Alpine structural plane, however, petrographic study reveals older features of deformational-metamorphic history.

Ideas about tectonic setting involving this unit were given by Zoubek (1931), Klinec (1966) and Bezák (1988). Recently some works have dealt with petrological - geochemical investigations, which contribute to a knowledge about metamorphic conditions, protolite a o. (Méres and Hovorka, 1991; Bezák, 1989; Kamenický, 1977; Krist et al., 1989; Kováčik, 1990). Five basic lithogeochemical types of metapelites have been separated on the basis of bulk rock geochemistry, which is in good agreement with relative mineral composition (Fig. 2, Tab. 1). The first group represents micaschists with high content of aluminium as well as iron oxides and their protolite is assumed an redeposited interproduct of lateritic weathering of the continental crust. This group does not contain any bt or plg, but pseudomorphs after ky and stau are abundant. Further two groups represent the most frequent litotypes - ga-chl micaschists (± bt). The last two groups (Tab. 1, 4-th and 5-th column) are gneissic type metamorphites of greywacke to granitoids original source material.

In petrographic structure there are in places possible to distinquish three tectometamorphic events (Tab. 2). Deformation and recrystallization of phyllosilicates together with mobility of quarz and albit conceal the nature of the pre-Alpine events. In studied metamorphites garnet porphyroblasts remain in point of fact the only witnesses of Variscan regional metamorphism (V_1). Primary garnet zoning has progressive character roughly. Almandine and pyrope content rise towards margins parallel to decrease of spessartine- and also grossular content, if need be. Cores of porphyroblasts occurring in rock types with primary higher content of MnO are enriched in spessartine molecule, what indicate beginning of garnet growth of about 400 °C. Maximal P-T conditions of V_1 are evaluated on the basis of stau-ky (only in pseudomorphs) or stauga-chl assemblages (without plg and bt) at 500 - 550 °C by middle pressure conditions in geothermal gradient of about 25 °C/km (Fig. 6). Very rare inclusion trails of sedimentary origin (graphite, ilmenite) preserved in garnets (Fig. 3) give evidence about symmetric deformation (flattening) in the course of V_1. On the whole the V_1 is supposed to be metamorphosed in barrowian style in the course of burial (noncolli-sional) crustal thickening.

Peak of V_1 is followed by decompressional, probable extensional regime, which is accompanied with brittle-ductile deformation and with syn- to postkinematic granitization in places. Deformation is accelerated by corroding effect of quartz and in more advanced state remains of garnet porphyroblast only recrystallized relics (Fig. 4, left hand bottom). Margins of preserved fine-grained relics of almandine - spessartine - pyrope composition are healed by grossular rich component derived from migrating metasomatic fluids (Fig. 5, tab. 3). Material and heat transport of V_2 is mediated by polyphase middle-carboniferous to lower-permian granitization. Thermal relaxation with enhanced fluid activity is in the regional scale manifested by allochemical retrograde metamorphism (average T ~ 380 - 450 °C; V_2 on Fig. 6). The Variscan evolution is accomplished with uplift associated with formation of extensional depression structures filled by Permian molasse.

The Alpine metamorphism (A, Fig. 6) exhibits in relation to V_2 of 50 - 100 °C lower temperature as well as more stable heat conditions in (appart from local variations of later extensional event). Moreover, isochemical character of Alpine metamorphism is more pronounced.

Sekundárny sadrovec v Belianskych Tatrách

STANISLAV PAVLARČÍK

Správa Tatranského národného parku, 059 60 Tatranská Lomnica

(Doručené 1. 4. 1993)

Sadrovec sekundárneho pôvodu sme v Belianskych Tatrách prvýkrát zistili pri speleologickom prieskume západného okraja kopca Javorinka ešte roku 1985 a roku 1990 v Alabastrovej jaskyni.

Prvá lokalita sa nachádza západne od kóty Javorinka (1505) tesne nad pätou vápencovej steny Starého v blízkosti Jaskyne pri smreku. Sadrovec tu vytvára drobné kríčkovité drúzy z drobnotabuľkovitých kryštálikov (veľkosti 0,1 - 2 mm) svetlozelenej farby a skleného lesku pokrývajúce limonitizovaný vápenec. Vizuálnu identifikáciu potvrdil röntgenodifrakčný rozbor. Zaznamenané difrakčné línie sa úplne zhodujú s hodnotami štandardného sadrovca.

Pri rekognoskácii výskytu roku 1991 sme severnejšie od predchádzajúceho nálezu zistili plošne podstatne väčšie rozšírenie sadrovca. Analogické drúzy drobných kryštálov zelenkastej, bielej a sivej farby sa vyskytujú najmä pri mocnejšej, vyše 1 m hrubej limonitizovanej silicitickej polohe. Sadrovec tu pokrýva odkryv nielen v spodnej časti zalomeného výklenku pod vysokou previsnutou stenou, ale aj jej vyššiu časť.

Sekundárny sadrovec je typický minerál zóny zvetrávania a viaže sa tu na tektonicky dislokovaný komplex šošovkového pásma Žlebín krížňanskej jednotky (Andrusov, 1959; Borza, 1959), v ktorom je zastúpený najmä strednoliasový slienitý vápenec s impregnáciami pyritu, ako aj vyššie stratigrafické členy od strednej jury až po spodnú kriedu.

Na lokalizovaných miestach sa sadrovec evidentne tvorí aj v súčasnosti. Jeho vznik spájame s oxidáciou pyritu. Hneď nižšie v zasutinovanom svahu pod jeho výskytmi sú vysychajúce alebo zakrpatené smreky. Domnievame sa, že to môže spôsobovať práve acidifikované prostredie, a to v dôsledku rozkladu pyritu a zvýšeného obsahu sadrovca migrujúceho do pôdneho podložia.

Odobraté vzorky sa použili na laboratórne spracovanie.

Mineralogický výskyt sekundárneho sadrovca v Belianskych Tatrách je v Alabastrovej jaskyni, situovanej na ľavej strane doliny Suchého potoka a na SV od Bujačieho vrchu (1946). Podrobnejšou obhliadkou nálezu roku 1991 sme zistili, že sa sadrovec v jeho okolí vyskytuje vo väčšom množstve a celkom viditeľne pokrýva steny a strop zadnej časti jaskyne. Prítomný je aj na iných miestach.

Sadrovec vytvára buď malé plochy a úzke mozaikovité útvary kryštalickej kôry (hrubej spravidla 1 - 6, niekedy aj 10 mm) z drobnotabuľkovitých kryštálov vodovobielej farby, zriedka aj hnedastých, skleneného lesku, alebo tvorí drúzy až do 5 mm veľkých bielych kryštálov drobnotabuľkovitého habitusu usporiadané v kratších líniách. Povrch kryštálov býva niekedy sfarbený do siva. Viaže sa na pukliny a vrstvové špáry skrasovateného tmavosivého žilkovaného strednotriasového vápenca čiastkového príkrovu Bujačieho vrchu krížňanskej jednotky.

Makroskopickú identifikáciu neskôr potvrdila aj röntgenodifrakčná analýza. Jej záznam charakterizujú výrazné difrakčné línie, ktoré sú podľa tabuľkových hodnôt v zhode so štandardom sadrovca. Sadrovec bol až do nášho zistenia na lokalite neznámy. Nespomína sa ani v minulom storočí. Roth (1882) uvádza, že názov jaskyne pravdepodobne pochádza od kvapľovej výzdoby pripomínajúcej alabaster. Vôbec ho nespomenuli ani iní autori (Sekyra, 1954; Droppa, 1959), ktorí jaskyňu podrobne skúmali.

Genéza sadrovca najskôr poukazuje na jeho vyzrážanie z infiltrovaných atmosférických zrážok reagujúcich s vápencom a niektorými v ňom obsiahnutými minerálnymi zložkami.

Vzorkový materiál je u autora príspevku.

Literatúra

Andrusov, D. 1959: Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatier na území Slovenska. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, X, 1, 97 - 132.*

Borza, K. 1959: Geologicko-petrografické pomery mezozoika Belanských Tatier a masívu Širokej. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, X, 1, 133 - 170.*

Droppa, A. 1959: Belanská jaskyňa a jej kras. *Šport Bratislava, 136.*

Roth, S. 1882: Die Höhlen der Hohen Tátra Umgebung. *Jahrbuch des Ungarischen Karpathen-Vereines IX, Késmárk, 333 - 356.*

Sekyra, J. 1954: Velehorský kras Bělských Tater. *NČSAV, Praha, 148.*

Mineralia slovaca, 25 (1993), 387- 388

Hojnostné maximá v distribúcii vrchnojurského a spodnokriedového mikroplanktónu a ich paleoklimatická a paleogeografická interpretácia

(Súhrnný referát príspevku predneseného na SGS, o. s. paleontológie, 24.3.1993)

JOZEF MICHALÍK a DANIELA REHÁKOVÁ

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

(Doručené 6.4.1993)

Abundance maxima in the distribution of Late Jurassic and Early Cretaceous microplankton and their paleoclimatic and paleogeographic interpretation

Distinct cycles in the Mesozoic carbonate sequences used to be interpreted as a record of orbitally induced fluctuations of climate. Typical examples have been described from the Lower Cretaceous deposits. The authors described rhythmic changes of the bed thickness associated with regular fluctuations in abundance of microplanktic remnants. The cycles are well correlable with the precession Milankovich cycles (interval 200 ky).

Key words: Milankovich cycles, Early Cretaceous microplankton, abundance, sedimentary rhythms, Western Carpathians

Gilbert na konci uplynulého storočia predpokladal, že rytmická stratifikácia kriedových súvrství Colorada odráža orbitálne rytmy - precesiu a excentricitu pohybu zemského telesa, ktoré práve v tom čase astronómovia opísali. O päťdesiat rokov neskôr Milankovitch (1941) interpretoval vznik kvartérnych glaciálov účinkom orbitálnych zmien. Úvahy o globálnych a mimozemských príčinách vzniku rytmických sekvencií sa znovu stali aktuálnymi (Fischer et al., 1990) s nástupom výpočtovej techniky, globálnych tektonických, paleoklimatických aj astronomických modelov. Za storočia astronomických pozorovaní sa sústredili podklady na výpočet charakteristík zemskej obežnej dráhy a ich zmien počas niekoľko miliónov rokov. Zmeny podnebia, najmä insolácie zemského povrchu podľa zemepisnej šírky a podľa sezón závisia od zmien šikmosti zemskej osi, od cyklu precesie a od meniacej sa excentrickosti dráhy Zeme okolo Slnka.

Šikmosť (oblikvita) zemskej osi sa mení každých 41 000 rokov, pričom klimatický signál ovplyvňuje obidva póly vo fáze. S rastúcou šikmosťou sa insolácia rozličných zemepisných šírok homogenizuje, ale jej sezónnosť rastie. Tento klimatický účinok je najvýraznejší v polárnych oblastiach, kde sa polárna noc predlžuje úmerne so vzrastajúcou šikmosťou.

Precesia (excentricita) dráhy Zeme závisí od príťažlivosti planét, ktorá deformuje jej pôvodne kruhový tvar do elipsy a mení smer jej osi v priestore. Berger (1977) vypočítal najdôležitejšie periodicity na 100, 400, 1290, 2030 a 3400 tisíc rokov (kilo years, skratka ky). Precesia zemskej osi sa mení v periódach po 26 ky. Vzťahuje sa na rýchlosť otáčania Zeme, ktorá sa počas jej histórie zrejme spomaľovala. Vo vzťahu k eliptickej dráhe (perihelión) netrvala precesná perióda 26, ale 14 až 28, v priemere 21 ky. Na kruhovej dráhe by precesný cyklus nemal účinok na podnebie, ale kombinácia eliptickej dráhy s precesiou posúva klimatický rovník na jednu z hemisfér, na ktorej práve vrcholí periheliálne leto, hranice medzi vlhkými a suchými pásmami sa posúvajú a rovnováha medzi zonálnou a monzúnovou cirkuláciou sa porušuje. Orbitálne rytmy podstatne ovplyvňujú silu monzúnov, najmä v stredných zemepisných šírkach (Barron et al., 1989).

Zmeny v type insolácie menia klimatické podmienky oceánskych a sedimentárnych systémov. Fischer et al. (1990) uvádzajú tri najdôležitejšie príklady takých možných zmien a ich sedimentologické účinky:

1. Orbitálne indukované klimatické zmeny, ktoré spúšťali zmeny cirkulácie, museli mať závažné následky pre ekológiu a geochémiu vody pri dne a pre režim globálnej morskej cirkulácie. Zmeny teploty vody pri dne a množstva kyslíka v nej (redox cycle) záviseli od toho, či hlbinnú vodu tvorili horúce soľanky, alebo arktické studené prúdy. Od nich závisela rýchlosť hlbinných prúdov, hĺbka lyzoklíny, kompenzačnej hladiny kalcitu (disolučný cyklus) a stupeň kolobehu živín v oceáne (cyklus produktivity).

2. Posun hraníc medzi aridnými a vlhkými pásmami sa odrazil v salinite a stratifikácii jazier a šelfových morí, v prísune detritického materiálu a v iných sedimentologických aspektoch.

3. Zmeny v dominancii zonálnej oproti latitudinálnej cirkulácii spôsobovali cyklické variácie rýchlosti a smeru vetra a tie opätovne vyvolávali cyklické variácie upwellingu, prísunu sedimentov atď. Orbitálne zmeny mohli navyše meniť

teplotu povrchu Zeme alebo tvar geoidu - zmeny, ktoré ovplyvňovali eustatické pohyby hladiny svetového oceánu.

Fischer et al. (1990) pripísali Milankovičovým cyklom rytmicitu pelagických, hemipelagických, evaporitových aj lakustrinných fácií rozličného veku. V sekvenciách rozoznali štyri hierarchické systémy precesných cyklov od 20 ky až po 2 milióny rokov. Poznatky možno využiť v cyklostratigrafii, ktorá je vyjadriteľná v paleontologických, fyzikálnych (napr. geomagnetických), mineralogických a sedimentologických osciláciách. Nie je náhodné, že sa cyklostratigrafia rozvinula práve v kriedových uloženinách. Túto periódu predisponovali na záznam klimatických cyklov obrovské plochy vtedajších morí s klimaticky citlivými sedimentárnymi systémami. To spolu s dobre rozpracovanou biostratigrafiou robí kriedový systém sľubným objektom cyklostratigrafie aj paleoklimatológie: nízke latitudinálne gradienty indikujú „skleníkové" podmienky podobné tým, akých sa dnes obáva ľudstvo v atmosfére naplňanej kysličníkom uhličitým. Kriedová cyklostratigrafia sľubuje vniesť jasno do mechanizmu vtedajšej atmosféry, ako aj do chronológie potrebnej na zhodnotenie miery klimatických zmien.

Slieňovcovo-vápencové rytmy, ktoré tvoria základný stavebný prvok mohutných kriedových sekvencií vo francúzskych Predalpách, si povšimol Beaudoin et al. (1974). Mangin (1974) pripísal ich vznik pravidelným klimatickým zmenám. Füchtbauer a Tisljar (1975) opísali z Istrie spodnokriedové peritidálne a subtidálne cykly (mikroprasklinové a onkolitové polohy, ktoré sa v polmetrových intervaloch striedajú s neskorodiagenetickým dolomitom). Získané fakty indikujú záver, že nejde o lokálne tektonické príčiny, ale o eustatické kolísanie hladiny oceánu v rytme po zhruba 6 až 6,25 tisíc rokov.

Barron et al. (1985), ktorí analyzovali periodické zmeny karbonátov a organického uhlíka v kriedových pelagických sekvenciách, tvrdia, že súvislosť medzi Milankovičovými cyklami a ich geologickým záznamom je najzrejmejšia v chladnejších obdobiach. Podľa ich názoru bolo práve severné pobrežie tethydného oceánu veľmi citlivé na orbitálne zmeny. Modelové simulácie (Barron et al., 1989) dokazujú, že práve tu bývali intenzívne zimné zrážky sprevádzané silným vetrom na rozhraní medzi studenou Lauráziou a horúcou Tethys. Analyzované severoamerické cykly sú záznamom rytmických zmien obsahu solí a kyslíka v morskej vode.

Garcia et al. (1987) dospeli k náhľadu, že hlavnými faktormi, ktoré spôsobili cyklickú stavbu španielskych strednokriedových sekvencií, boli tektoeustatické a eustatické príčiny. Prakticky totožné závery možno nájsť v práci Machhoura et al. (1992), ktorí opísali fluktuáciu obsahu stroncia a mangánu v strednokriedových (aptských a spodnocenomanských) uloženinách provensálskej panvy.

Výraznou rytmicitou v obsahu zvyškov krioceratikónnych amonitov (aj keď ju neraz zotrela bioturbácia) sa vyznačuje vrchnohoterivský (tzv. pseudoturmanniový) horizont uprostred mráznického súvrstvia v krížňanskom príkrove Západných Karpát (Adamíková et al., 1983). Koncentrácie schránok hlavonožcov v tomto vápenci zrejme vznikli počas periodických rozmnožovacích období, keď na podmorských plošinách masovo hynuli dospelé jedince (podobne ako po trení masovo hynú dnešné kalmary pred pobrežím Newfoundlandu).

Reháková a Michalík (v tlači) analyzujú cykly v hojnosti mikroplanktónu počas titónu až hoterivu v Západných Karpatoch. Dospeli k názoru, že (najzreteľnejšie v závere sledovaného obdobia) hojnosť týchto mikroorganizmov rytmicky pulzovala v cykloch po 200 až 300 ky. Pulzy zrejme záviseli od rytmických zmien teploty vody a intenzity upwellingu, ovplyvňovaných globálnymi klimatickými faktormi.

Sledovanie a interpretácia druhov, distribúcie a príčin rytmických zmien v stavbe mezozoických sedimentov je kľúčom na pochopenie mnohých súvislostí medzi sedimentáciou, tektonikou, ako aj globálnymi a orbitálnymi faktormi, ktoré na ňu vplývali. Ale syntéza si ešte vyžiada podstatne viac podkladového materiálu, bez ktorého sú adekvátne závery nemysliteľné.

Literatúra

Adamíková, G., Michalík, J. & Vašíček, Z. 1983: Composition and ecology of the „Pseudothurmannia Fauna", Lower Barremian of the Krížna Nappe in Strážovské Vrchy Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 5, 591 - 615.*

Barron, E. J., Hay, W. W. & Thompson, S. 1989: The hydrologic cycle: a major variable during Earth history. *Palaeo³ (Amsterdam), 75, 157 - 174.*

Beaudoin, B., Bié, J., Conard, M., Guy, B. & Le Deuff, D. 1974: Essai d'analyse des rythmes dans des formations marno - calcaires alternantes. *Bull. Soc. Géol. France (Paris), 7, 16, 6, 634 - 642.*

Berger, A. 1977: Long term variations of the Earth's orbital elements. *Celestial Mechanics (London), 15, 53 - 74.*

Fischer, A. G., De Boer, P. L. & Premoli Silva, I. 1990: Cyclostratigraphy. In: Ginsburg, R. N. & Beadoin, B. (Eds.): Cretaceous resources, events and rhythms. *Kluwer Acad. Publ. Dordrecht - Boston - London, 139 - 172.*

Garcia-Hernandéz, M., Lupiani, E. & Vera, J. A. 1987: Discontinuades estratigraficas en el Jurásico de Sierra gorda (Subbético interno, Provincia de Granada). *Acta geol. hisp. (Madrid), 21 - 22, 339 - 349.*

Machhour, L., Maurin, A. F. & Oudin, J. L. 1992: Influence of sea - level changes on the deposition of carbonaceaous sediments. *Palaeo³ (Amsterdam), 91, 123 - 141.*

Mangin, J. P. 1974: Les rythmes sédimentaires sont - ils seulement contrôlés par le climat? *Bull. Soc. Géol. France (Paris), 7, 16, 6, 621 - 623.*

Milankovitch, M. 1941: Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitproblem. *Acad. Roy. Serbe, éd. spec. (Beograd), 133, 633.*

Reháková, D. & Michalík, J. 1993: Abundance and distribution of Late Jurassic and Early Cretaceous microplankton in Western Carpathians. *Géobios (Lyon), in print.*

Tisljar, J. & Fuechtbauer, H. 1975: Peritidal cycles in the Lower Cretaceous of Istria (Yugoslavia). *Sed. Geol. (Amsterdam), 14, 219 - 233.*

Diskusia k článku Prchavé komponenty v hydrotermálnych systémoch

PRIPOMIENKY

JAROSLAV ŠTOHL

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1,
817 04 Bratislava

Autori v príspevku vytvorili genetický model kremnického rudného obvodu časovo fixovaný ako postryolitový, t.j. mladší ako cca 12 mil. rokov. Rozdiely mineralizačných a alteračných paragenéz v priestore a čase vidia vo variabilite pomerov prchavého komponentu CO_2 a H_2S v súčinnosti so zmenou teploty hydrotermálnych fluid. Predpokladá sa, že energetickým zdrojom cirkulácie hydrotermálnych systémov je hypotetické granitoidné teleso vo väčšej hĺbke. Vo vrte KV-14 sa v hĺbke 1263 - 1273 m a 1286 - 1307 m zistili dve žily, ktoré zložením zodpovedajú granodioritovému porfýru. Autori ich považujú za hlbinný ekvivalent ryolitov a za výbežok uvažovaného väčšieho telesa granodioritov. V okolí granodioritovo-porfýrových žíl zaregistrovali silicifikáciu a biotitizáciu. V tejto súvislosti upozorňujeme na to, že napr. vo vrte KV-1 a KV-2 sa zistili rozsiahle zóny biotitizácie, pričom sa nezistili kyslé intrúzie.

Predpokladáme, že pôvodnú koncepciu kontaktnometasomatického účinku kremnického intruzívneho komplexu a jeho metalogenetickú nadstavbu (Böhmer a Šimová, 1976) nebolo nevyhnutné odstrániť. Geologickoprieskumné práce (Knésl et al., 1990) overili sériou vrtov rozsiahlu subvulkanickú intrúziu prevažne dioritového zloženia v severnej časti kremnického rudného obvodu v okolí Kremnických baní. Jej apikálnu časť tvoria aj žilné formy a jej aproximatívny reliéf je v hĺbke 300 - 700 m od povrchu. Jej horizontálny plošný rozsah na úrovni cca 100 m n. m. je 3 - 4 km^2. Vek dioritu z vrtu Kr-3 bol stanovený na 13,3 ± 0,4 mil. rokov, diorit je teda cca o 2 mil. rokov starší ako ryolitový komplex. Jeho kontaktné, alteračné a metalogenetické prejavy dostali údajmi z prieskumných vrtov nové dimenzie. Podľa nášho názoru sa v priestore vrtného prieskumu (pozri obr. 1) dajú dešifrovať dva samostatné mineralizačné a alteračné procesy, ktoré sú navzájom značne kontrastné. Ide o súbory premien, ktoré sa v druhej polovici osemdesiatych rokov stali až vyhľadávacími kritériami pri stanovovaní genetických modelov epitermálnych Au - Ag ± polymetalických ložísk a ložísk typu porfýrovej mineralizácie. Ide o alunitový typ (high sulfidation) a adulárovo-sericitový (low sulfidation; Hayba et al., 1985; Heald et al., 1987; White a Hedenquist, 1990). Genetická koncepcia Bebeja a Dubaja úplne vylučuje rozsiahly subvulkanický dioritový komplex z akejkoľvek genetickej zodpovednosti za premeny a mineralizáciu v KRP, hoci ich vzájomná priestorová väzba je zreteľná.

Podľa kritérií tohto modelu sú v severnej časti kremnického rudného poľa obidva súbory premien:

1. Starší, viažuci sa priestorovo aj časovo na intruzívny komplex, ktorého paragenéza hydrotermálnych premien je nasledujúca: v hĺbke biotitizácia, skarnizácia, kontaktná paragenéza andaluzit, sillimanit, cordierit, topás atď., plytšie prejavy pervazívnej pyritizácie spolu s intenzívnou argilitizáciou a silicifikáciou. Patrí sem alunit (zistený vo vrtoch, a najmä na lokalite Turček), pyrofylit (?) a diaspor (?) (Šimová, 1985). Rtg analýzy sa neurobili dôsledne.

S touto staršou etapou zrejme vystupuje aj nevýrazná polymetalická žilníkovo-vtrúseninová mineralizácia a zvýšený obsah Sn - W spolu s topásom, fluoritom a turmalínom. Podobný hydrotermálno-alteračný a mineralizačný (high sulfidation) systém opisuje Štohl in Burian, Slavkay, Štohl a Tözser (1985) v centrálnej zóne stratovulkánu Javorie a Bacsó (1971) vo Vihorlate na kontakte s dioritmi zistil podobnú kontaktnú paragenézu ako Böhmer a Šimová (1975) vo vrte Kr-3 v Kremnici.

2. Naložená mladšia etapa epitermálnej Au - Ag ± Pb ± Zn ± ± Cu ± Sb ± Hg žilnej mineralizácie s premenami typu adulár - sericit - karbonatizácia a silicifikácia. Tento typ mineralizácie vo forme 1. žilného systému preniká v smere S - J areálovou mineralizáciou prvého typu a je mladší ako ryolitový vulkanizmus.

Všeobecne alunit a adulár nie sú geneticky kompatibilné. Vznikajú napr. pri rozdielnych oxidačných a redukčných hodnotách fluid (alunit v kyslom prostredí, adulár v neutrálnom až alkalickom), a preto pokladáme model Bebeja a Dubaja je diskutabilný.

ODPOVEĎ AUTORA

JURAJ BEBEJ

Geologický ústav SAV, Severná 5,
974 01 Banská Bystrica

J. Štohl (1993) v poznámke recenzenta predložil alternatívnu interpretáciu genetického modelu kremnického rudného poľa (ďalej KRP).

Podľa J. Štohla (1993) sa v KRP dajú dešifrovať dva navzájom veľmi kontrastné samostatné mineralizačné a alteračné procesy, a to:

a) starší mineralizačný a alteračný proces, súvisiaci s vývojom „high sulfidation" hydrotermálneho systému bádenského veku, viažuci sa na intruzívny komplex zlatostudnianskej formácie. S ním súvisí nevýrazná žilníkovo-vtrúsená mineralizácia;

b) časovo mladší metalogenetický proces „low sulfidation" charakteru sarmatského veku, generujúci žilnú mineralizáciu epitermálneho typu Au - Ag ± Pb ± Zn ± Cu. Pri alternatívnej interpretácii KRP J. Štohl (1993) vychádza viac-menej z doposiaľ platného metalogenetického modelu KRP, prezentovaného v prácach Böhmera (1980), Buriana et al. (1985), kým náš model považuje za diskutabilný. V tejto súvislosti J. Štohl (1993) uvádza nasledujúce fakty:

1. hlavné minerály „high" a „low sulfidation" súborov nie sú geneticky kompatibilné;

2. minerálne paragenézy fácie sekundárnych kvarcitov pyrofylit - sillimanit - kordierit - topás - fluorit atď. sa spájajú s kontaktnometasomatickými účinkami dioritu na nadložný andezit zlatostudnianskej formácie bádenského veku a s jeho „high sulfidation" hydrotermálnym systémom (ako analógiu uvádza príklady z Javoria a Vihorlatu);

3. intruzívny komplex zlatostudnianskej formácie (predpokladaný zdroj polymetalickožilníkovej mineralizácie v zmysle Štohla, 1993) je cca o 2 mil. rokov starší ako ryolitový vulkanizmus - predpokladaný zdroj žilnej Au - Ag ± Sb mineralizácie.

Naše stručné stanovisko k ideovej osnove J. Štohla (1993) je takéto:

K bodu 1. Vzájomná nekompatibilnosť „high" a „low sulfidation" súborov vonkoncom neznamená, že nemohli byť späté s geneticky, časovo a zdrojovo odlišnými pulzami hydrotermálnej aktivity. „Low sulfidation" hydrotermálne systémy sa môžu modifikovať na „high sulfidation-like" systémy v zónach fumarolovo-solfatarovej aktivity, a preto treba striktne odlišovať paragenézy „high sulfidation" typu v pravom slova zmysle (preukázateľne späté s degazáciou magmatických tavenín pri vysokej teplote a pri dominujúcom režime fluid) vystupujúce v hlbokej úrovni

vulkanicko-plutonických komplexov od blízkopovrchových, fumarolovo-solfatarových „high sulfidation-like" paragenéz. „High sulfidation" (acidovo-sulfátové) a „low sulfidation" (adulárovo-sericitové) typy ložísk sú často organickou súčasťou tých istých hydrotermálnych systémov (Giggenbach, 1992). Spojivo medzi nimi tvoria tzv. prechodné subtypy (Shikazono et al., 1990). Cox a Singer (1987) pokladajú prítomnosť acidovo-sulfátového typu ložísk za vyhľadávacie kritérium ložísk adulárovo-sericitového typu. Túto problematiku bude detailnejšie analyzovať pripravovaná práca Maťa a Bebeja (in prep.).

K bodu 2. Fácie sekundárneho kvarcitu v oblasti Javoria a Vihorlatu sú v blízkopovrchových úrovniach a geneticky súviseli „so solfatarovo-fumarolovými a hydrotermálnymi procesmi v záverečných etapách vulkanického procesu" (cf. s. 150, in Burian et al., 1985). V blízkopovrchových úrovniach geotermálnych systémov je prítomnosť fácií sekundárnych kvarcitov bežná a ich vznik sa vysvetľuje prúdením vysokoteplotného acidného fluida cez systém fraktúr za vzniku komplexnej metasomatickej kolónky s pyrofylitom, diasporom, kaolinitom, dickitom, sericitom, alunitom, IM-minerálmi, ako aj s rozličnými štruktúrnymi modifikáciami kremeňa (Kimbara, 1991). Z toho vychodí, že uvedené blízkopovrchové fácie sekundárneho kvarcitu v oblasti Javoria a Vihorlatu pokladáme za produkty fumarolovo-solfatarovej aktivity, ktoré nemajú nič spoločné s existenciou „high sulfidation" hydrotermálnych systémov. Naopak, pri typických „high sulfidization" ložiskách sa musia prejaviť nasledujúce znaky:

a) Výrazné zmeny v obsahu ^{34}S koexistujúcich sulfidov a síranov, odrážajúce ich frakcionáciu v systéme tavenina - - fluid v koordinátach T - Eh - W/R (t. j. fluid/hornina). Kantor et al. (1985) pri štúdiu sulfidov z vrtu KR-3 (intruzívny komplex zlatostudnianskej formácie bádenského veku) predstavu o kvalitatívne odlišnom charaktere polymetalickej mineralizácie vzhľadom na žilnú Au-Ag mineralizáciu nepotvrdili.

b) Prítomnosť enargitu, pyritu a covellínu v zónach intenzívnej argilitickej alterácie (nezaznamenaných v KRP).

c) Intenzívna argilitická alterácia bez priameho vzťahu k zónam K-metasomatózy a biotitizácie (Sillitoe, 1973; Giggenbach, 1992; Andrew et al., 1992). Aj v syntetizujúcej práci Zvezdova et al. (1993) o Cu-porfýrových systémoch Spoločenstva nezávislých štátov sa objavila myšlienka, že fácie sekundárnych kvarcitov „high sulfidation" charakteru bezprostredne nesúvisia s evolúciou vlastného Cu-porfýrového systému, ale sú produktom synvulkanickej hydrotermálnej alterácie.

d) Asociácia Au s kaolinitizáciou a pyrofylitovo-diasporovou alteráciou (Hayba et al., 1986; Stoffregen, 1987, a i.). V KRP sa spomenutá koincidencia kaolinit - zlato nezaznamenala.

Pre uvedené argumenty ešte raz upozorňujeme na fakt, že Böhmer (1966) v oblasti KRP zaznamenal prítomnosť fácie sekundárnych kvarcitov (s andaluzitom !) v oblasti východov žíl I. žilného systému (Böhmer, 1966, s. 81, tab. IX), generovaných sarmatskou hydrotermálnou aktivitou.

K bodu 3. Vek dioritu intruzívneho komplexu zlatostudnianskej formácie bol vo vrte stanovený KR-3/1474 m na 13,3 ± 0,4 mil. rokov (Burian et al., 1985). V tejto súvislosti poukazujeme na istý nesúlad medzi absolútnym vekom dioritu vo vrte KR-3/1474 m (13,3 ± 0,4 mil. rokov) zisteným Ar/K metódou a predstavou o jeho bádenskom veku (cca 16 mil. rokov; Burian et al., 1985). Podľa nás práve kontaktnometasomatické účinky granitoidnej intrúzie sarmatského (?) veku na nadložné horniny intruzívneho komplexu zlatostudnianskej formácie bádenského veku môžu úspešne objasniť jeho pozorované „omladenie".

V našej práci (Bebej a Dubaj, 1993) sme sa pokúsili analyzovať vývoj hydrotermálneho systému KRP so zreteľom na nezastupiteľnú úlohu prchavých komponentov pri metalogenéze a metasomatóze. Podľa nás nemožno ignorovať, že:

1. v oblasti KRP sa zistila prítomnosť bohato mineralizovaných hydrotermálnožilných brekcií a zároveň ich genézu budeme objasňovať bez zohľadnenia aktivity prchavých komponentov;

2. pri interpretovaní genézy ložísk adulárovo-sericitového typu majú nezastupiteľnú úlohu hydrotermálnoerupčné mechanizmy (a teda procesy degazácie hydrotermálnych systémov).

Záverom ďakujeme Ing. J. Štohlovi, CSc., za cenné pripomienky, ktoré viedli k skvalitneniu ním zrevidovanej verzie nášho článku.

Literatúra

Andrew, A. S., Morrison, G. W., Whitford, D. J. & Bird, M. I. 1992: Origin of alunite-and jarosite-group minerals in the Mt. Leyshon epithermal gold deposit, northeast Queensland, Australia - Discussion. *Amer. Mineralogist, 77, 857 - 859.*

Bebej, J. & Dubaj, D. 1993: Prchavé komponenty v hydrotermálnych systémoch. Časť 2: Praktická interpretácia na príklade ložiska Kremnica. *Mineralia slov.,25,292 - 312.*

Böhmer, M. 1966: Ložiskové a paragenetické pomery zlatonosných žíl centrálnej časti kremnického rudného poľa. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 11, 5 - 124.*

Böhmer, M. 1980: Ložiská drahých kovov v stredoslovenských neovulkanitoch. *In: Geofyzikálny výskum neovulkanitov Západných Karpát. (Zbor. referátov.) GÚDŠ, Bratislava, 86 - 93.*

Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J. & Tözsér, J. 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Mineralia slov. - Monogr., Bratislava, Alfa, 269.*

Cox, D. P. & Singer, D. A. 1987: Mineral deposit models. *U. S. Geol. Surv. Bull., 1646, 379.*

Giggenbach, W. F. 1992: Magma Degassing and Mineral Deposition in Hydrothermal Systems along Convergent Plate Boundaries. SEG Distinguished Lecture. *Econ. Geol., 87, 1927 - 1944.*

Hayba, D. O., Bethke, P. M., Heald, P. & Foley, N. K. 1986: Geologic, mineralogic and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits. *Rev. Econ. Geol., 2, 129 - 167.*

Kantor, J. et al. 1985: Genetická charakteristika vybraných mineralizácií Západných Karpát. Časť: Kremnické rudné pole. [Čiastková záverečná správa za r. 1985.] *Manuskript - GÚDŠ Bratislava, 16.*

Kimbara, K. 1991: Pyrophyllites from geothermal fields, Japan. *Bull. Geol. Surv. Jap., 42 (6/7), 347 - 351.*

Shikazono, N., Nakata, M. & Shimizu, M. 1990: Geochemical, mineralogic and geologic characteristics of Se- and Te-bearing epithermal gold deposits in Japan. *Min. Geol., 40, 5, 337 - 352.*

Sillitoe, R. H. 1973: Enargite-bearing massive sulfide deposits high in porphyry copper systems. *Econ. Geol., 78, 2, 348 - 352.*

Stoffregen, R. 1987: Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag Mineralization at Summitville, Colorado. *Econ. Geol., 82, 1575 - 1591.*

Štohl, J. 1993: Alternatívna interpretácia genetického modelu kremnického rudného poľa. *Mineralia slov., 25*

Zvezdov, V. S., Migachev, I. F. & Girfanov, M. M. 1993: Porphyry copper deposits of the CIS and the models of their formation. *Ore Geol. Rev., 7, 511 - 549.*

GeoVestník

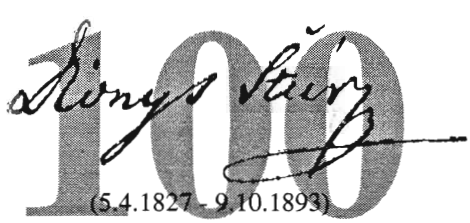
Informačný spravodaj pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia slovaca, roč.25, č. 5

Spomíname na vedca svetového významu

Dionýz Štúr

geológ, botanik a vlastenec



„ ... Tá známosť o svojej otčine, o jej vodách čerstvých, zdravých, bystrých, mohútnych, liečných a vrelých, – o jej horách neoceniteľných a jich bohatstve podzemnom, – o jej holách sňažných, úbočinách pašo-vonných, – o jej rovinách úrodných, – o jej povetrí čistom a zdravom, – táto známosť vzbudí, rozhorlí a chová lásku nie len jednotlivca k otčine, k domovu, ale i lásku celého národa k tomu okoliu, ktoré od pradedov slávnych zdedené býva.

K tejto všestrannej známosti o našom okolí slovenskom, a kroze ňu k upovedomeniu národa nášho dopomáhať, za povinnosť každého národovca držím.“

Dionýz Štúr - Geologicko-geografická osnova polohopisu Slovenska, 1862

Spomienka na D.Štúra na s. 18

Mapy vhodnosti územia Slovenska na ukladanie odpadu

MIROSLAV HRAŠNA
Katedra inžinierskej geológie PRIF UK, Bratislava

Úlohou geológie pri výbere miest na ukladanie odpadu je vyhľadávať lokality s takými inžinierskogeologickými a hydrogeologickými pomermi, v ktorých na jednej strane nebudú skládky ohrozené nebezpečnými geodynamickými javmi (ako sú zosuvy, pokles územia, záplavy a pod.) a na druhej strane, kde ich zriadenie - pri zachovaní stability geologického prostredia a kvality podzemnej vody - bude technicky a ekonomicky najmenej náročné.

Okrem toho pri situovaní skládok treba prihliadať aj na potenciál geologického a krajinného prostredia, ktorý umožňuje využiť územie na iný, spoločensky významný účel, ako sú napr. ložiská nerastných surovín, chránené územie prírody, úrodná pôda a pod. Súbor faktorov, ktoré sa na daný účel hodnotia a zobrazujú v mapách vhodnosti územia malých a stredných mierok (1:200 000 - 1:25 000), uvádza tab. 1 (Hrašna, 1991).

V tab. 1 sú uvedené faktory, ktoré treba hodnotiť, ich zaradenie do riadkov vyjadruje mieru ich vplyvu na vhodnosť územia na sledovaný účel, pričom v prvom riadku sú faktory, ktoré situovanie skládok odpadu vylučujú, v druhom faktory, ktoré ho obmedzujú (limitujú) a v treťom faktory, ktoré situovanie skládok v území neobmedzujú. Začlenenie niektorých faktorov do príslušnej kategórii vhodnosti je striktne stanovené legislatívou (vyplýva priamo zo zákona), napr. chránené územia prírody, ochranné pásma vodných zdrojov a pod., kým vplyv iných faktorov (napr. geodynamické javy, ohrozenie podzemnej vody) je otázkou odborného zhodnotenia.

V nevhodných územiach je situovanie skládok odpadu prakticky vylúčené. Na ich realizáciu by bolo treba buď prehodnotiť priority využívanie územia, resp. udeliť výnimku zo zákona, alebo použiť neúmerne nákladné opatrenia na zamedzenie ich škodlivého vplyvu na prostredie. Pri podmienečne vhodných územiach je situovanie skládok odpadu otázkou dohody a technickej a ekonomickej náročnosti ich realizácie. Vo vhodných územiach môžu byť prekážkou zriaďovania skládok odpadu najmä majetkovoprávne vzťahy, príp. ochranné pásma rôznych objektov technosféry (diaľnic, letísk a i.), ako aj nesúhlas obyvateľov so situovaním skládok v blízkosti sídiel, rekreačných zariadení a pod. Ale s takýmito prekážkami treba počítať aj pri predchádzajúcich dvoch kategóriách.

Pre množstvo faktorov, ktoré treba hodnotiť v ich priestorovej súvzťažnosti, je najvhodnejším prostriedkom na komplexné posúdenie vhodnosti územia na daný účel ich kartografické spracovanie a súborné zobrazenie v mape.

Základnú informáciu o vhodnosti územia na sledovaný cieľ poskytujú aj mnohoúčelové mapy inžinierskogeologických pomerov a rajonizácie (najmä stredných a veľkých mierok) zostavované na Slovensku vo vybratých, urbanizačne exponovaných častiach územia podľa smernice SGÚ od roku 1969. Ich vhodnosť na daný účel vyplýva z toho, že obsahujú údaje o vertikálnom slede a hrúbke litologických komplexov a typov hornín do hĺbky 10 - 15m a údaje o hĺbke a smere prúdenia podzemnej vody, ako aj o geodynamických javoch, ktoré môžu nepriaznivo ovplyvniť výstavbu a prevádzku skládok. Skúsený používateľ týchto máp z nich môže vyčítať údaje ako o hrúbke a priepustnosti zvodnených kolektorov, tak aj o výskyte a hrúbke relatívne nepriepustných vrstiev (izolátorov) vystupujúcich v ich nadloží alebo podloží, ktorých prítomnosť je jedným z predpokladov efektívneho využitia územia na daný účel. Pre menej skúsených používateľov máp sa v ostatnom období v tabuľkových vysvetlivkách k mapám rajónovania uvádza aj informácia o vhodnosti vyčlenených územných celkov na skládky odpadu. Mapy okrem toho obsahujú aj potrebné údaje o ložiskách nerastných surovín a o chránených územiach rozličného druhu.

Úplnejšiu a presnejšiu informáciu o vhodnosti územia na ukladanie odpadu ako mnohoúčelové inžinierskogeologické mapy poskytujú špeciálne mapy inžinierskogeologického zhodnotenia územia, v ktorých sa vyčleňujú územné celky priamo podľa ich vhodnosti na sledovaný účel. Tieto mapy sú vzhľadom na ich obsah a spôsob spracovania vhodné aj pre menej skúsených používateľov, resp. používateľov z negeologických oblastí (pracovníkov územnej správy, úradov životného prostredia a i.).

V rokoch 1991 - 1992 bola z podnetu Slovenského geologického úradu zostavená Mapa vhodnosti územia Slovenska na ukladanie odpadov v mierke 1:200 000. Jej účelom je slúžiť orgánom miestnej správy a ďalším záujemcom ako prvá orientácia o možnosti situovania skládok odpadu v okruhu ich pôsobnosti, ako aj na predbežné posúdenie vplyvu existujúcich skládok odpadu na geologické prostredie, najmä na podzemné vody. V nadväznosti na tieto mapy sa v rámci projektu financovaného MŽP SR od roku 1992 zostavujú Mapy vhodnosti územia na ukladanie odpadu v mierke 1:50 000, ktoré podrobnejšie špecifikujú podmienky využívania, resp. sanácie starých a zakladania nových skládok odpadu. Mapy sa zostavujú v súboroch podľa okresov a do konca roku 1993 pokryjú postupne celé územie Slovenska.

Obsah

Mapy vhodnosti územia Slovenska na ukladanie odpadu .. 2
Komputerová vizualizácia poznatkov o Zemi 7
Biblia inšpiráciou pre geológov..... 8
Zo zahraničia 9
Recenzie 11
Informácie zo zahraničia 12
Aktivita SGS, semináre 14
Kronika 18
Terminologický stĺpček 21
Adresár 22

Mapa vhodnosti územia na skládky odpadu v mierke 1:200 000

Mapa vhodnosti územia na skládky odpadu v mierke 1:200 000 sa skladá z troch mapových listov.

1. Mapa legislatívne chránených území zobrazuje zdroje a zásoby podzemnej vody členené (v zmysle tab. 1) na limitujúce a vylučujúce, vodárenské nádrže, významné inundačné územia, ochranné lesy a lesy osobitného určenia a chránené ložiskové územia (členené na povrchové a hlbinné).

2. Mapa geofaktorov charakterizuje horninové prostredie z hľadiska jeho transmisivity a typu priepustnosti (pórová, puklinová, krasová), ako aj z hľadiska prítomnosti izolátora (k_f<1.10^{-6} m.s^{-1}) na povrchu územia. Okrem toho zobrazuje územia so svahovými deformáciami a krasovými javmi, poddolované územia a izolínie seizmickej intenzity a bodovými značkami údaje o hĺbke a smere prúdenia podzemnej vody. Transmisivitu kolektorov hodnotí v troch stupňoch (tab. 2); prítomnosť izolátora (v hrúbke väčšej ako 2 m) sa v mapách vyjadruje čiarkou nad symbolom transmisivity podložného kolektora (Ā, B̄), ktorý potom vyjadruje účelovo zjednodušený štruktúrny model horninového prostredia.

3. Mapa rajónov rozčleňuje územie na vhodné, podmienečne vhodné a nevhodné územné celky (znázornené zelenou, žltou a červenou farbou plochy). Berie pritom do úvahy stupeň legislatívnej ochrany, stupeň ohrozenia podzemnej vody a geodynamické javy zobrazované v mape geofaktorov. Stupeň ohrozenia podzemnej vody a jeho vplyv na vhodnosť územia klasifikuje v troch stupňoch (tab. 3).

Dôvodom na zaradenie územia medzi nevhodné územné celky môže byť okrem vysokého stupňa ohrozenia podzemnej vody prítomnosť legislatívne stanovených vylučujúcich faktorov a deformácia povrchu územia v dôsledku poddolovania. Medzi podmienečne vhodné územné celky patria územia so stredným stupňom ohrozenia podzemnej vody, s výskytom legislatívne stanovených limitujúcich faktorov alebo s výskytom rozsiahlych aktívnych a potenciálnych svahových deformácií.

Dôvod na zaradenie územia do príslušnej kategórie vhodnosti sa v mape vyjadruje symbolom štruktúry horninového prostredia alebo šrafou vyjadrujúcou stupeň legislatívnej ochrany (bez rozlíšenia charakteru faktorov), príp. značkou príslušného geodynamického javu. Vzhľadom na spôsob zobrazovania a čitateľnosť mapy sa pri kumulácii viacerých legislatívnych faktorov v nej znázorňuje len plošne najrozsiahlejší a pri priestorovej koincidencii vylučujúceho a limitujúceho faktora len vylučujúci faktor (skutočný počet a územný rozsah faktorov vylučujúcich, resp. limitujúcich využitie územia, ako aj ich charakter môže používateľ zistiť z mapy legislatívne chránených území).

Tab. 1
Klasifikácia faktorov krajinného prostredia ovplyvňujúcich vhodnosť územia na ukladanie odpadu

Faktory / Územie	Geodynamické javy	Ohrozenie podzemných vôd	Ložiská nerastných surovín	Zdroje a zásoby vody	Chránené územia prírody	Chránené lesy	Poľnohospodárska pôda
Nevhodné	veľké aktívne a upokojené zosuvy, poklesy územia v dôsledku ťažby nerastných surovín, inundačné a zamokrené územia, intenzívny rozvoj krasu	veľmi vysoké a vysoké	dobývacie priestory a chránené ložiskové územia výhradných povrchových ložísk	zdroje povrchovej, podzemnej, minerálnej a termálnej vody a ich ochranné pásma I. a II. stupňa, územia s chránenými zásobami podzemnej vody	národné parky, štátne prírodné rezervácie, chránené: študijné plochy, parky, záhrady, prírodné výtvory a náleziská	ochranné lesy a lesy osobitného určenia	najúrodnejšia pôda v oblasti (zvyčajne I. - IV. bonitnej triedy)
Podmienečne vhodné	svahy náchylné na zosúvanie, intenzívna výmoľová erózia, presadanie spraše, zlomové poruchy, seizmická intenzita > 7° MSK	stredné	dobývacie priestory a chránené ložiskové územia výhradných hlbinných ložísk, prieskumné územia výhradných ložísk, nevýhradné povrchové ložiská v ťažbe	ochranné pásma zdrojov vody III. stupňa, územia s významnými zásobami podzemnej vody, povodia vodárenských tokov a nádrží	chránené krajinné oblasti, ochranné pásma národného parku, chránenej krajinnej oblasti a chráneného náleziska	ostatné produkčné lesy	menej úrodná pôda v oblasti (spravidla nižšej ako IV. bonitnej triedy)
Vhodné	neaktívne, resp. s malým rozsahom a intenzitou + akumulačné časti veľkých zosuvov	nízke a veľmi nízke	ložiská s ukončenou ťažbou	územia bez významných kolektorov podzemnej vody	menej hodnotné krajinné plochy (po dopravných, priemyselných a ťažobných stavbách ap.)	málo produkčné a devastované lesy	neúrodná pôda a pôda druhotne znehodnotená

Tab. 2
Klasifikácia transmisivity kolektorov

Transmisivita	Symbol	Koeficient transmisivity [$m^2.s^{-1}$]
vysoká až veľmi vysoká	A	$> 1.10^{-3}$
stredná	B	$1.10^{-3} - 1.10^{-4}$
nízka	C	$< 1.10^{-4}$

Tab. 3
Klasifikácia stupňa ohrozenia podzemnej vody

Stupeň ohrozenia podzemnej vody	Symbol štruktúry horninového prostredia	Vhodnosť územia
vysoký	A	vhodné
stredný	$\bar{A}$, B, $\bar{B}$	podmienečne vhodné
nízky	C	nevhodné

Ako sme už uviedli, mapa mierky 1:200 000 umožňuje stanoviť vhodnosť územia na ukladanie odpadu iba orientačne. Vyčleňuje územia (vhodné), v ktorých výber lokalít na nové skládky odpadu môže byť relatívne jednoduchý, resp. kde jestvujúce skládky (realizované bez technických opatrení) nemusia mať veľký vplyv na okolité geologické a životné prostredie, a územia (podmienečne vhodné a nevhodné), kde ochrana prostredia pri zakladaní nových, resp. sanácii starých skládok odpadu môže byť komplikovaná a veľmi nákladná (bez ohľadu na stupeň legislatívnej ochrany).

Pre mierkou mapy podmienenú generalizáciu štruktúr horninového prostredia nemožno podľa symbolov v mape jednoznačne rozhodnúť o najvhodnejšom situovaní nových skládok odpadu ani o rozsahu potrebných technických opatrení na zamedzenie šírenia sa znečistenia zo skládok do okolitého prostredia. Pri lokalizácii nových skládok je najvhodnejšie orientovať geologický prieskum do vhodných územných celkov s dostatočne nízkym stupňom transmisivity horninového prostredia, resp. do štruktúr typu $\bar{B}$ s dostatočne hrubým povrchovým izolátorom. Na druhej strane ak má povrchový kolektor typu A alebo B malú hrúbku, možno zriadenie novej, resp. sanáciu starej skládky zvládnuť technicky a ekonomicky nie príliš náročným spôsobom aj v štruktúrach tohto typu (t.j. v územiach podmienečne vhodných, resp. aj nevhodných). Takéto prípady však možno zistiť len z máp väčších mierok alebo na základe geologického prieskumu.

Mapy vhodnosti územia na ukladanie odpadu v mierke 1:50 000

Tieto mapy hodnotia v podstate rovnaké faktory geologického a krajinného prostredia ako mapy mierky 1:200 000, ale vďaka väčšej mierke sa faktory hodnotia podrobnejšie, zobrazujú sa presnejšie a detailnejšie. Ku geodynamickým javom pristupuje ako ďalší faktor presadanie spraše a zamokrené územia; svahové deformácie, krasové javy a erózne javy sa podľa očakávanej miery ich vplyvu členia na vylučujúce, limitujúce a informatívne. Pri povrchových aj hlbinných výhradných ložiskách sa rozlišujú chránené ložiskové územia, ich dobývacie priestory a prieskumné územia. Okrem toho sa v mapách ako limitujúci faktor zobrazujú aj nevyhradené ložiská v ťažbe a ako informatívny faktor aj ložiská s ukončenou ťažbou. Osobitne sa zobrazujú lesy zvláštneho určenia, ochranné a ostatné lesy.

Pre geologickú významnosť sa stupeň ohrozenia podzemnej vody v mapách mierky 1:50 000 člení podstatne podrobnejšie, a to na základe detailnejšie definovanej štruktúry horninového prostredia a stupňa transmisivity zvodnených kolektorov. Systém vyčleňovaných typov štruktúr horninového prostredia je vytvorený tak, aby štruktúrne typy okrem miery ohrozenia podzemnej vody súčasne vyjadrovali aj náročnosť, resp. nákladnosť technických opatrení potrebných na zamedzenie jej znečistenia (tab. 4).

Ak pri povrchu územia vystupuje prirodzená tesniaca vrstva (izolátor), ohrozenie podzemnej vody a možnosť jeho zamedzenia závisia najmä od kvality a hrúbky izolátora a od transmisivity podložného kolektora (s retardačným účinkom povrchových izolátorov s hrúbkou menšou ako 2 m sa pre ich možnú premenlivosť a hypergénne narušenie neuvažuje). Ak je priepustná vrstva (kolektor) pri povrchu a izolátor je iba v jej podloží, stupeň ohrozenia podzemnej vody zodpovedá priamo transmisivite kolektora a možnosť jej technicky a ekonomicky nenáročnej ochrany závisí najmä od hrúbky kolektora, resp. hĺbky povrchu izolátora (pri tomto type štruktúr sa predpokladá hrúbka izolátora aspoň 3 m).

Tab. 4
Hodnotenie podložia skládok odpadu

Symbol	Ohrozenie podzemnej vody a náklady na protiopatrenia	Štruktúra horninového prostredia												
A	veľmi vysoké	1A4												
B	vysoké	1A3	2A3	2A4	1B3	1B4								
C	stredné	1A2	2A2	3A3	3A4	1B2	2B2	2B3	2B4	1C3	IC4	2C3	2C4	
D	nízke	1A1	4A4	1B1	3B3	3B4	1C2	2C2	3C3	3C4	1D3	1D3	2D3	2D4
E	veľmi nízke	4B4	1C1	4C4	1D1	1D2	2D2	3D3	3D4	4D4	E			

Transmisivita kolektorov

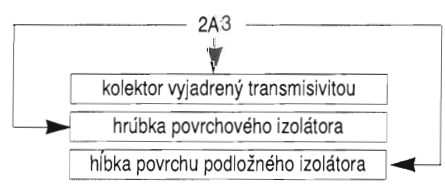
A ≥ $10^{-3}m^2s^{-1}$
B ≅ $10^{-4}m^2s^{-1}$
C ≅ $10^{-5}m^2s^{-1}$
D ≅ $10^{-6}m^2s^{-1}$
E < $10^{-6}m^2s^{-1}$

Hrúbka (hĺbka povrchu) izolátorov

1 - 0 - 2 m
2 - 2 - 5 m
3 - 5 - 10 m
4 - > 10 m

izolátor -$k_f \leq 10^{-7}m\ s^{-1}$

Štruktúra horninového prostredia



Kombináciou týchto dvoch základných štruktúrnych modelov diferencovaných podľa transmisivity kolektorov a hrúbky (resp. hĺbky povrchu) izolátorov vzniká uzavretý typologický systém 41 typov štruktúr horninového prostredia. Spôsob vyčleňovania 40 typov je v tabuľke jednoznačne definovaný, do štruktúry typu E začleňujeme horninové prostredie, ktoré pri povrchu územia tvorí izolátor hrubší ako 10 m.

Klasifikačný systém typov štruktúr horninového prostredia vychodí z predpokladu, že horninové prostredie je jednoznačne definované do hĺbky 10 m, ale umožňuje vyjadriť jeho charakter až do hĺbky 15 - 20 m. Napr. symbol 3B znamená, že kolektor charakteru B presahuje hĺbku 10 m. Ak by sa skončil v hĺbke do 10 m, musel by byť v symbole štruktúry horninového prostredia ešte znak pre ďalší izolátor, v danom prípade 3 (3B3). Ak vieme, že ďalší izolátor je v hĺbke 10 - 20 m, použijeme symbol 4 (3B4). Symbol 3B teda vyjadruje štruktúru, pri ktorej nevieme, či v hĺbke do 20 m je ďalší izolátor, resp. štruktúru, v ktorej výskyt ďalšieho izolátora nepredpokladáme (takýto typ symbolov používame najčastejšie v prípade, ak pod povrchovým izolátorom vystupujú horniny predkvartérneho podkladu). Pri štruktúrach, v ktorých je pri povrchu územia kolektor hrubší ako 10 m, sa používa takáto symbolika: E - ak nie je zrejmé, či v hĺbke do 20 m je kolektor, 4A - ak je dokázané, že v hĺbke do 20 m je kolektor (v tomto prípade charakteru A), 4A4 - ak je dokázané, že v hĺbke do 20 m je kolektor a ďalší izolátor. Obdobnú symboliku, vyjadrujúcu charakter horninového prostredia v hĺbke 10 - 20 m, možno použiť aj pri ostatných typoch štruktúr horninového prostredia. Vstupné informácie o jeho litologickej skladbe do hĺbky 20 m zvyčajne však nemajú plošný charakter. Preto zostavené mapy podávajú relatívne presný obraz o štruktúre horninového prostredia do hĺbky 10 m a čiastočnú informáciu o jeho charaktere do hĺbky 15 - 20 m (tento fakt odrážajú aj symboly štruktúr horninového prostredia použité v mapách).

Okrem transmisivity kolektorov sa v komplexnom symbole štruktúr horninového prostredia uvádza aj symbol charakterizujúci typ ich priepustnosti. Rozlíšené typy priepustnosti, ich symboly a spôsob ich začleňovania do komplexných symbolov štruktúr horninového prostredia uvádza Hrašna et al. (1992).

Štyridsaťjeden základných typov štruktúr horninového prostredia je v tab. 4 zoskupených do 5 kategórií (A-E), ktoré relatívne vyjadrujú mieru ohrozenia podzemnej vody aj náklady na opatrenia proti jej znečisťovaniu v príslušných štruktúrach. Štruktúry typu 1D, 2C, 3B, 4A a p., t. j. štruktúry, ktorých symbol nevyjadruje hĺbku povrchu podložného izolátora, sa začleňujú do rovnakých skupín ako obdobné štruktúry, ktorých symbol sa končí znakom 4 (1D4, 2C4, 3B4, 4A4 a p.).

Podobne ako predchádzajúca mapa aj mapy mierky 1:50 000 sa skladajú z troch mapových listov:

1. Dokumentačná mapa I zobrazuje všetky legislatívne chránené územia, údaje o hladine podzemnej vody a legislatívne nechránené ložiskové územia.

2. Dokumentačná mapa II obsahuje štruktúrne typy horninového prostredia (podľa tab. 4) a všetky geodynamické javy (vrátane zlomov a presunových línií).

3. Mapa zhodnotenia územia (podobne ako rajónová mapa mierky 1:200 000) rozčleňuje územie na nevhodné, podmienečne vhodné a vhodné územné celky. Medzi nevhodné patria časti územia s vysokým a veľmi vysokým stupňom ohrozenia podzemných vôd, s výskytom legislatívne stanovených vylučujúcich faktorov, inundačné a zamokrené územia a územia s nebezpečným rozvojom geodynamických javov. Podmienečne vhodné sú územia so stredným stupňom ohrozenia podzemných vôd, s výskytom legislatívne stanovených limitujúcich faktorov, územia s významnými, legislatívne nechránenými ložiskami alebo zásobami podzemnej vody a územia s limitujúcimi geodynamickými javmi.

Vhodné sú územia bez legislatívne stanovených obmedzujúcich faktorov a nebezpečných geodynamických javov, bez významných legislatívou nechránených zásob podzemnej vody a ložísk nerastných surovín a územia s nízkym a veľmi nízkym stupňom ohrozenia podzemných vôd.

Z uvedeného nevychodí, že v územiach označených ako vhodné možno zakladať skládky bez príslušných technických opatrení proti znečisteniu okolitého geologického prostredia, najmä podzemných vôd. Treba si uvedomiť, že na rozdiel od máp mierky 1:200 000 sa v mapách mierky 1:50 000 medzi vhodné územné celky zaraďujú aj územia, v ktorých je pri povrchu kolektor so strednou až veľmi vysokou transmisivitou (napr. štruktúra typu 1C2, 1B1, 1A1 a pod.), ale malej hrúbky, a tak by ochrana prostredia nemala byť technicky a ekonomicky príliš náročná.

Okrem toho si treba uvedomiť, že vhodnosť územia na ukladanie odpadu mapy nehodnotia vyčerpávajúco. Je to iba čiastočná vhodnosť, ktorej rozsah (platnosť) je daný rozsahom faktorov, ktoré sa vzali do úvahy pri jej stanovovaní. Pri výbere lokalít na úložiská odpadu treba brať do úvahy ešte aj iné faktory, a to jednak také, ktoré v mapách danej mierky nemožno efektívne zobraziť, jednak také, ktoré závisia od polohy skládky vzhľadom na zdroje odpadu, resp. vzhľadom na osídlenie.

Do prvého typu faktorov patrí najmä kvalita poľnohospodárskej pôdy, sklonitosť reliéfu, vzdialenosť od povrchových tokov a vodných nádrží, ochranné pásma rozličných objektov technosféry (letísk, ciest, železníc, produktovodov ap.) a územia určené v súčasnosti alebo výhľadovo na iný spôsob využitia (cestovný ruch, rekreácia a iné špecifické účely). Do druhého typu faktorov patrí vzdialenosť úložísk od sídiel vzhľadom na požadovanú ochranu zdravých životných podmienok obyvateľstva, ako aj ich vzdialenosť od zdrojov odpadu vzhľadom na nákladnosť dopravy.

Využitie máp mierky 1:50 000 na návrh tesniacich systémov skládok odpadu

Potreba umelého tesnenia podložia skládok odpadu a jeho konkrétny návrh závisia od štruktúry horninového prostredia, najmä od polohy, hrúbky a nepriepustnosti prirodzeného izolátora, ako aj od typu odpadu. V zmysle Nariadenia vlády SR č. 606/1992 o nakladaní s odpadmi (1992) treba rozlišovať odpad I., II. a III. triedy vylúhovateľnosti, pričom v prípade odpadu I. triedy vylúhovateľnosti nie je nevyhnutné nijaké tesnenie. Pri skládkach s odpadom II. a III. triedy vylúhovateľnosti výber spôsobu tesnenia okrem štruktúry horninového prostredia a vlastností izolátorov v podloží skládok závisí od toho, či sa posudzuje podložie projektovaných skládok alebo starých (zvyčajne tzv. divokých skládok).

Tesnenie podložia projektovaných skládok odpadu

A. V štruktúrach horninového prostredia, kde v bezprostrednom podloží skládky nie je izolátor (t. j. podľa tab. 4 vo

všetkých typoch štruktúr, ktorých symbol sa začína číslicou 1), v súlade s citovaným nariadením vlády SR treba vždy vybudovať zeminné, umelé (plastové, asfaltové a p.) alebo kombinované tesnenie (príp. použiť aj zvislé tesniace prvky).

1. Pri skládkach s odpadom II. triedy vylúhovateľnosti stačí vybudovať zeminné tesnenie hrubé 0,6 m, ak $k_f \leq 2.10^{-9} ms^{-1}$; 1,5 m, ak $k_f \leq 5.10^{-9} ms^{-1}$ a 3,0 m, ak $k_f \leq 1.10^{-8} ms^{-1}$. Namiesto takto dimenzovaného zeminného tesnenia možno použiť umelý tesniaci prvok.

2. Pri skládkach s odpadom III. triedy vylúhovateľnosti treba zeminné tesnenie vytvorené už uvedeným spôsobom kombinovať s umelým tesniacim prvkom alebo ho možno nahradiť zeminným tesnením s koeficientom filtrácie $k_f \leq 1.10^{-9} ms^{-1}$ v hrúbke ≥ 3 m.

B. Ak v bezprostrednom podloží skládky je izolátor (t. j. v štruktúrach horninového prostredia, ktorých symboly sa podľa tab. 4 začínajú číslicou 2, 3 a 4), potreba a spôsob tesnenia skládky závisia od jeho skutočnej hrúbky a priepustnosti.

1. Pri skládkach s odpadom II. triedy vylúhovateľnosti netreba zriaďovať tesnenie, ak izolátor spĺňa požiadavky uvedené v časti (a) tab. 5. Ak je priepustnosť izolátora pri uvedenej hrúbke vyššia, je potrebné tesnenie skládky ako v prípade A-1.

2. Pri skládkach s odpadom III. triedy vylúhovateľnosti netreba budovať tesnenie, ak izolátor spĺňa požiadavky uvedené v časti (b) tab. 5. Ak je priepustnosť izolátora pri uvedenej hrúbke vyššia, treba postupovať ako v prípade A-2. Pri použití umelého tesniaceho prvku netreba zriaďovať aj zeminné tesnenie, ak izolátor v podloží skládky vyhovuje kritériám stanoveným v časti (a) tab. 5.

C. Uvedené kritériá je vzhľadom na požadovanú ochranu prostredia nevyhnutné doplniť ešte o ďalšie aspekty:

- Pri všetkých izolátoroch sa predpokladá ich homogénnosť čo do zloženia i priepustnosti.
- Ak je v podloží skládky významný hydrogeologický kolektor alebo nádrž podzemnej vody, treba aplikovať sprísnené kritériá (kombinované tesnenie, väčšia hrúbka izolátorov alebo zeminných tesnení a p.).
- Ak sa geochemickým výskumom preukážu dostatočné sorpčné vlastnosti zemín, netreba parametre izolátorov, ktoré požaduje tab. 5, plne dodržiavať.

Tab. 5
Klasifikácia tesniacej účinnosti izolátorov

Hrúbka izolátora	Požadovaná priepustnosť izolátora pri odpade (a) II. triedy	(b) III. triedy
2* - 5 m	$k_f \leq 1.10^{-8}$ m s^{-1}	$k_f \leq 1.10^{-9}$ m s^{-1}
5 - 10 m	$k_f \leq 2 - 3.10^{-8}$ m s^{-1}	$k_f \leq 2 - 3 . 10^{-9}$ m s^{-1}
> 10 m	$k_f \leq 4 - 5 . 10^{-8}$ m s^{-1}	$k_f \leq 4 - 5 . 10^{-9}$ m s^{-1}

* Hrúbka izolátora má byť minimálne 3 m

Tesnenie podložia starých skládok odpadu

Tam, kde je v podloží starých skládok odpadu kolektor, resp. podľa predchádzajúcich úvah nevyhovujúci izolátor, treba na zamedzenie šírenia sa znečistenia zo skládky použiť zvislé tesniace prvky, príp. aj tesnenie dna (Hrašna a Matys, 1992).

A. Ak je vyhovujúci izolátor v hĺbke do 10 m (t. j. podľa tab. 4 v štruktúrach, ktoré majú na konci symbolu číslicu 2 alebo 3), možno na utesnenie skládky použiť štetovnicové steny alebo tenké podzemné steny. Pri hĺbke povrchu izolátora od 10 do 20 m sa ako optimálny spôsob tesnenia používajú dvojité tenké podzemné steny alebo pilótové steny, príp. flovo-cementové podzemné steny. Možno ich použiť až do hĺbky 30 - 40 m. Pri veľkej koncentrácii znečistenia sa do podzemných stien zabudúvajú aj fólie. Zvislé tesniace prvky treba do izolátora zapustiť minimálne do polovičnej hrúbky stanovenej pre jednotlivé typy izolátorov v tab. 5.

B. Ak je vyhovujúci izolátor v hĺbke vyše 30 - 40 m, nemožno zaistiť spoľahlivé tesnenie skládky iba zvislými tesniacimi prvkami. V takom prípade treba vo vhodnej hĺbke pod základovou škárou skládky vytvoriť izoláciu dna (napr. injektážou), a tak vytvoriť nepriepustnú vaňu.

C. Namiesto uvedených spôsobov tesnenia skládok je niekedy (najmä pri ich menšom objeme) vhodnejšie vybrať všetok odpad a uložiť ho na iné, geologicky, resp. geotechnicky vhodnejšie miesto.

Záver

Pre obmedzené zobrazovanie možnosti mapy malých mierok umožňujú iba zjednodušené hodnotenie faktorov ovplyvňujúcich situovanie skládok odpadu v území. Možno ich využiť pri posudzovaní väčších územných celkov, resp. pri prvej orientácii o vhodnosti situovať skládky v istom krajinnom prostredí.

Základným odborným podkladom pri výbere alternatívnych lokalít na ukladanie odpadu sú mapy stredných mierok (1:50 000, 1:25 000), ktoré dostatočne podrobne a v primerane veľkom územnom rozsahu hodnotia relevantné faktory využitia územia na daný účel a poskytujú dostatočné podklady aj na využitie optimalizačných metód na výber najvhodnejšej lokality v istom území (Hrašna et al., 1992). V súlade s nariadením vlády SR o nakladaní s odpadmi (1992) umožňujú aj predbežné hodnotenie potreby a vhodného spôsobu tesnenia podložia skládky.

Mapy veľkých mierok spresňujú údaje predchádzajúcich máp a umožňujú aj hodnotenie faktorov priamo ovplyvňujúcich spôsob výstavby úložísk odpadu, najmä s ohľadom na stabilitu horninového prostredia a zamedzenie znečistenia podzemných vôd. Ale takéto mapy sa na rozdiel od máp malých a stredných mierok s výnimkou niektorých väčších miest nezostavujú z prostriedkov štátneho rozpočtu, ale na objednávku zriaďovateľov skládok odpadu.

Literatúra

Hrašna, M. 1991: Inžinierskogeologické mapy pre výber lokalít na skládky odpadu. *In: Zbor. z konf. Zakladanie stavieb Brno 1991. Dom techniky ČSVTS Brno, 71 - 75.*

Hrašna, M. 1992: Evaluation of geoenvironment suitability for waste disposal siting. *Proc. of the Symposium Geology and Confinement of Toxic Wastes. Montpellier. Balkema, 81 - 85.*

Hrašna, M., Kováčiková, M. & Vojtaško, I. 1992: Mapy vhodnosti územia na ukladanie odpadu v mierke 1:50 000 a ich využitie pri výbere lokalít skládok odpadu. *Mineralia slov., 24, 433 - 440.*

Hrašna, M. & Matys, M. 1992: Engineering geological evaluation of waste disposal sites subsoil. Proc. of Conf. Geotechnical and hydrogeological aspects of waste disposal. *GECAS, SAIG and SAH, Stará Lesná, 20 - 26.*

Nariadenie vlády Slovenskej republiky č. 606/1992 Zb. o nakladaní s odpadmi. *Zb. zákonov SR, 124/1992.*

Komputerová vizualizácia poznatkov o Zemi

Termín vizualizácia je u nás azda ešte dosť nezvyčajný, ba i nejasný, ale počítačové metódy modelovania a zobrazovania dát, ktoré sa pod ním skrývajú, už neodvratne vstupujú do geovedného povedomia.

Vizualizácia sa často definuje ako počítačová metóda, nástroj na generovanie a interpretáciu grafických zobrazení založených na komplexe multidimenziálnych dát. Aj keď mnohí majú voči chápaniu procesu ako výlučne počítačovej metódy výhrady a tvrdia, že v prvom rade ide o poznanie, ľudskú schopnosť vytvárať myšlienkové reprezentácie umožňujúce identifikáciu znakov a zavedenie systému, hlavným cieľom bezpochyby zostáva znásobenie účinku iných vedeckých metód poskytnutím nového pohľadu pomocou vizuálnych prostriedkov. To, že vizuálna predstavivosť nie je výdobytkom posledných rokov, dokazuje história. Spomedzi viacerých možno spomenúť Kopernikovo rozlíšenie dvoch komponentov pohybu planét, Kekuleho symbol hada zahryznutého do vlastného chvosta ako metaforu pre kruhovú štruktúru benzénu či Wegennerovu kombináciu podobných tvarov protiľahlých kontinentálnych okrajov Afriky a Južnej Ameriky.

Vizuálne metódy slúžia na prieskum dát, pri ktorom sa vynárajú otázky inak nepostrehnuteľných faktov. Potvrdzujú sa zdanlivé vzťahy medzi skupinami dát vo svetle formálnej hypotézy so záverečnou syntézou alebo generalizáciou zistení. Najväčší príspevok nových nástrojov vizualizácie založených na počítačovom spracovaní nespočíva ani tak v tvorbe obrázkov ako v ich použití na tvorbu nových myšlienok.

Prieskumné vizuálne metódy

Vo vede platí, že nájsť otázku je často dôležitejšie ako nájsť odpoveď. O prieskumnej analýze dát štatistik John Tukey tvrdí, že skôr ako o súbor techník ide o prístup, „vôľu hľadať to, čo môže byť videné, či už sa to predvída alebo nie", pričom „najlepším vyhľadávačom úplne nepredvídaného je oko, ktoré skúma obrázok." Americkí seizmológovia často využívajú počítač na analýzu veľkých trojdimenziálnych súborov dát. Postupnosť sa začína v prvotnom rozlíšení miest príchodu seizmických vĺn v istom časovom intervale podľa príslušnosti do škály odtieňov čiernej až bielej farby, čo umožňuje získať prvotnú predstavu o heterogenite prostredia. Ďalším krokom býva zobrazenie šírenia vlny v polsekundových intervaloch vo forme kvázivrstiev, ktorých zmeny tvaru indikujú zmenu rýchlosti postupu. Napokon z daných informácií možno odvodiť geologický model, v ktorom sú podpovrchové zlomy a vrstvy viditeľné cez čiastočne priehľadné recentné sedimenty.

Tieto vizualizačné techniky získavajú osobitný význam pri výskume jemných štruktúr zemskej kôry. Masívne súbory dát sú najmä z družíc NASA, pričom pri plánovanom vypustení piatich nových orbitálnych platforiem v tomto desaťročí by suma dát vysielaných denne na Zem dosahovala až 1 terabyte (10^{12} bitov), čo je ekvivalentné miliónu snímok každý deň alebo piatim miliardám v čase trvania celého projektu. Toto kolosálne množstvo údajov sa musí pretransformovať, redukovať, katalogizovať a distribuovať a zároveň preskúmať a analyzovať medzinárodným kádrom vedcov.

Konfirmačné vizuálne metódy

Tieto postupy sú obzvlášť dôležité pre vedcov, ktorým nestačí simulácia stavu reality, ale ide im o deje a zmeny stavu prebiehajúce v modeli istého systému. Výskum globálnych environmentálnych zmien sa často spolieha na numerické modely nepozorovateľných fyzikálnych procesov. Senzitivita modelu sa posudzuje podľa zmien na výstupe pri alterácii vstupných podmienok.

Príkladom takejto aplikácie môže byť práca Erica Barroia a Billa Petersona z pennsylvánskeho Vedeckého centra pre výskum systému Zeme (ESSC), ktorí simulovali cirkuláciu prúdov svetového oceánu strednej kriedy. Pretože ich výsledky boli v rozpore s predchádzajúcimi modelmi, skúmala sa senzitivita modelu. Napriek zmenením vstupným batymetrickým a klimatickým údajom sa výsledný vektor prúdenia podľa vizuálnej kontroly prakticky nezmenil, a tak dokázal robustnosť voči zmene primárnych dát čiže značnú spoľahlivosť.

Numerické modely správania sa environmentálnych systémov môžu pozostávať zo stotisícov riadkov počítačového kódu. So zvýšenou výkonnosťou ďalších generácií počítačov sa očakáva i zvýšenie množstva informácií poskytovaných modelmi, najmä vďaka možnosti zasahovať do vizuálnej reprezentácie alebo dynamicky modifikovať parametre v reálnom čase výpočtu a simulácie prebiehajúcich procesov.

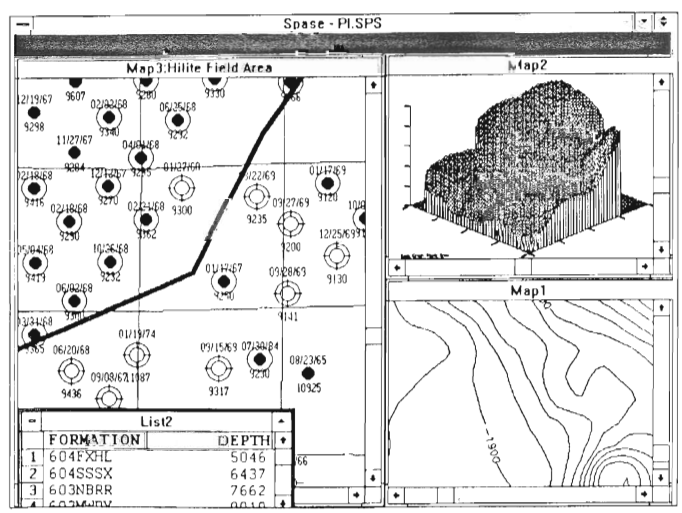
Syntetické a prezentačné vizuálne metódy

Syntéza vyžaduje sumarizáciu a generalizáciu výsledkov prieskumných a konfirmačných analýz a artikuláciu nového, integrovaného zobrazenia komponentov výskumu.

Animované „počítačové filmy" dovoľujú geovedcom využiť štvrtú vizuálnu dimenziu - čas na reprezentáciu dynamických procesov vyskytujúcich sa v zemskej atmosfére, v jej vnútri alebo na povrchu. Rozšírenie videoprehrávačov a televíznych monitorov umožnilo vedcom prezentovať animované vizualizácie na profesionálnych konferenciách. Počítačom simulovaný povrch Marsu akoby videný pri tesnom prelete nad planétou z produkcie Jet Propulsion Laboratory v Pasadene tak podnietil seriózny záujem o tvorbu vedeckých filmov.

Na druhej strane však treba konštatovať, že prezentačná grafika dostatočnej kvality je v súčasnosti mimo dosahu veľkej väčšiny vedcov vo výskume. V tvorbe a distribúcii vhodného softveru sa už urobili prvé kroky, avšak vyrovnať prístupnosť „grafického procesora" s jeho dnes pomerne rozšíreným textovým ekvivalentom zostáva významným, ale vzdialeným cieľom.

Podľa článku D. DiBiasa uverejneného v Geotimes 7/1991 pripravil mg.



Ukážka priestorového zobrazenia databázy programom Spase pracujúcom v grafickom prostredí Windows 3.x

Biblia inšpiráciou pre geológov?

Dve hlavné udalosti, ktoré sa prihodili súčasne pred 3300 až 3500 rokmi, a ktoré sú zaznamenané v Biblii, možno reprodukovať pomocou geologických dôkazov spádu vulkanického materiálu a vertikálneho pohybu na Sinajskom polostrove. Vulkanická explózia sopky Théra/Santorini vo východnom Stredomorí, ktorej tefra prenikla až po pobrežie, a zdvih pozdĺž východného okraja Sinajského polostrova mohli súvisieť s udalosťami, ktoré mali pôvod hlboko v zemskom plášti. Pretože tieto dve hlavné paroxyzmy približne koincidovali s exodom Židov z Egypta, skutočné geologické udalosti môžu byť pozadím biblických správ.

Tefra emitovaná vulkanickými explóziami môže ovplyvniť klímu a rozšíriť sa ďaleko od svojho zdroja. V rokoch 1814 a 1815 výbuch Tembora v Indonézii a Mayoka na Filipínach spôsobil úplnú tmu počas troch dní v okruhu až 500 km.

Roku 1883 sa popol sopky Krakatau rozšíril nad obidve hemisféry a znížil intenzitu slnečného žiarenia na viac ako 3 roky (podľa záznamov Montpelierovho observatória v južnom Francúzsku). Erupcia sopky Katmai na Aljaške zmenšila množstvo dopadajúcich slnečných lúčov v ďalekom Alžírsku o 20 %. Keď roku 1953 vybuchla na Aljaške sopka Mount Spurr, vyvrhla popol až do vyšších vrstiev atmosféry. Tefra vystúpila do výšky 22 km a vytvorila mračno prachu, ktoré dosiahlo Anglicko. Rovnako sa mračno popola dostalo nad Anglicko pri vulkanickej erupcii na polostrove Kamčatka. Známe sú aj ďalšie podobné efekty. Napríklad tefra pochádzajúca z erupcie Hekly spadla o 3800 km ďalej v Helsinkách. Tefra sa bežne nachádza až vo vzdialenosti 2000 km od rodičovského vulkánu.

Najsilnejšia erupcia od čias prvých historických záznamov výbuch sopky Théra/Santorini nielenže zničil minojskú civilizáciu, ale, ako ukazuje výskum sedimentov na dne mora, rozptýlil tefru nad väčšinou východného Stredomoria. Erupcia sa datovala približne do obdobia pred 3500 rokmi, čo sa kryje s náhlym zánikom minojskej civilizácie, s udalosťou, ktorá mohla byť základom legendy o zmiznutí Atlantídy. Záznam o tomto výbuchu sa dokonca zachoval ako výrazná vrstva v ľadovej kôre Grónska. Vo vzdialenej Číne boli v čase výbuchu sopky Théra/Santorini zaznamenané klimatické anomálie (zníženie slnečného svitu, neúroda, hlad a hydrologické extrémy).

A práve na túto silnú erupciu sa možno odvolať pri vysvetľovaní exodu Židov, ako ho opisuje Biblia. Biblický prechod Červeného mora sa mohol odohrať v Bardawillovej lagúne. Hebrejský názov Červeného mora sa prekladá ako Rákosové more, teda more, s ktorým bola práve Bardawillova lagúna stotožnená. Nápis na hrobe 20 km východne od lagúny, datovaný do ptolemajských alebo helenistických čias, hovorí o udalostiach za vlády kráľa Thoma a obsahuje správu o zatmení slnka mrakom popola. Ak by sa však biblické udalosti mali vzťahovať na spád tefry, dôkaz by sa musel nájsť v teréne.

Izolované fragmenty úlomkov vulkanického skla zložením analogické materiály sopky Théra/Santorini sa našli v sedimentoch delty Nílu západne od Bardawillovej lagúny. Napriek tomu by však takáto silná erupcia mala poskytnúť o niečo lepší dôkaz ako len izolované fragmenty.

Bardawillova lagúna, hypersalinné vodné teleso s rozlohou asi 600 km^2 leží osamotene vo východnom Stredomorí pri pobreží Sinajského polostrova. Lagúna je okolo 80 km dlhá a má maximálnu šírku 18 km. Od Stredozemného mora ju oddeľuje asi pol kilometra široká piesočná bariéra. Hĺbka vody dosahuje 2,9 m, ale poväčšine je menšia. Morská voda sa do lagúny dostáva cez dva hlavné vstupy v bariére široké okolo 300 m a hlboké 2 až 3 m. Piesočné duny sa rozširujú od čiary pobrežia smerom na J, takže južný okraj lagúny sa presúva smerom do vnútrozemia.

Terénna práca pozdĺž južného brehu Bardawillovej lagúny odhalila podstatu toho, čo sa prejavovalo ako slabo stmelený kremičitý tuf alebo pemza s vezikulárnou textúrou. Rtg lúče ukázali, že hornina je takmer čistý sadrovec s malým množstvom anhydritu. Textúra je úplne odlišná od všetkých doteraz opísaných sadrovcových hornín. Tento vezikulárny sadrovec obsahuje akcesorické množstvo draselného živca a kremeňa a v menšej miere kalcit a anhydrit. Sporadicky sa vyskytujú aragonitové gastropódy, ale inak fosílie chýbajú. Vo väčších vzorkách sadrovec pripomína tuf, ale výskum elektrónovým mikroskopom odkrýva plochy podhovastých vezikúl vnútri usmernenej pemzy. Čiastočné nahradenie sadrovcom zastiera prítomnosť týchto vezikúl. Pretože sklo rýchlo rekryštalizuje, ani dôkladný výskum pod petrografickým a elektrónovým mikroskopom nemôže odhaliť jeho prítomnosť. Tento sadrovec možno pokladať za príklad zvetranej tefry. Ďalšia litologická jednotka, ktorá by mohla mať spojitosť s chýbajúcou tefrou, je dolomit, ale určenie veku pomocou rádiokarbónovej metódy poskytuje nemožný výsledok: cementáciu „mladých" schránok (pred 5700 rokmi) „starým" dolomitom (6305 ± 315 rokov). Ak sú rádiokarbónové merania správne, jediné možné vysvetlenie je, že skutočné vyzrážanie sa dolomitu prebehlo pred menej ako 6305 rokmi. Navyše uhlík v dolomite nepochádza priamo z morskej vody, ale skôr zo zdroja staršieho uhlíka. Dolomit musí byť mladší ako schránky, to znamená mladší ako 5700 rokov. Skutočný vek dolomitu sa zistiť nedá, a preto v datovaní spádu tefry možno určiť iba maximálne dáta, čo rozširuje interval erupcie o 2200 rokov. Rádiokarbón určil vek popola (pochádzajúceho asi z erupcie sopky Théra/Santorini) v delte Nílu na 3500 rokov, čo súhlasí s časom erupcie a koinciduje s údajmi z grónskych ľadovcov, s analýzou letokruhov a čínskymi historickými príbehmi o atmosferických efektoch vyvolaných erupciou vulkánu.

Zdvih na východnom okraji Sinajského polostrova nastal približne v rovnakom čase ako vulkanická explózia. Hypersalinný bazén, izolovaný od vôd Elatského zálivu štrkovou lavicou, poskytuje dôkaz o drastickom vertikálnom pohybe. Skaliská obklopujúce tento bazén sú súčasťou rozoklaných hôr Sinajského polostrova. Bazén, ktorý je asi 140 m dlhý a okolo 65 m široký, sa nachádza v polkruhovej depresii v rámci komplexu vyvretých a metamorfovaných hornín. Za štrkovou lavicou, ktorá izoluje bazén, sú koralové útesy. Dno úzkeho šelfu, širokého 100 až 150 m, tvoria sedimenty. Ohraničujú ho podmorské zlomové plochy, tvoriace vertikálny zráz.

Okraje bazéna sú rovnako zrázovité. Vzorky z izolovanej hypersalinnej lagúny ukazujú postupnosť organicky bohatých sedimentov, ktoré v podloží sleduje uhlíkaté bahno bohaté na schránky gastropód Cerythium. Organogénne sedimenty sú typické pre veľmi plytké, obmedzené hypersalinné vodné prostredie, salinitou podobné súčasnému stavu v bazéne. Naopak sedimenty bohaté na gastropódu Cerythium reprezentujú litorálne prostredie otvoreného mora.

Kompilácia rádiokarbónových dát z týchto sedimentov indikuje, že prechod od otvoreného morského prostredia (uhlíkaté bahno, bohaté na schránky gastropód Cerythium) k uzavretému hypersalinnému lagunárnemu prostrediu nastal niekedy pred 3405 ± 90 až 2465 ± 155 rokmi. Tieto zmeny v prostredí, postupné rozširovanie plytčiny a oddelenie lagúny od otvoreného zálivu sú výsledkom zdvihu pobrežných zón. Starší z obidvoch údajov sa približne zhoduje s časom zdvihu a koinciduje s 3500 rokov starými udalosťami erupcie sopky Théra/Santorini, podľa nálezov popola z delty Nílu, vzoriek ľadu z Grónska, analýzy letokruhov a čínskych historických príbehov. Erupcia sopky Théra/Santorini, ktorej vulkanický materiál dosiahol Sinajský polostrov v delte Nílu a v Bardawillovej lagúne, sa pravdepodobne kryje s náhlym vertikálnym zdvihom na hranici platní. Obidve udalosti môžu byť prejavom procesov prebiehajúcich hlboko v zemskom plášti.

A pokiaľ ide o biblické rozprávanie o exode, kombinácia silnej vulkanickej erupcie s jej ďaleko siahajúcim spádom tefry, ktorý dosiahol Sinajský polostrov, a epizodický zdvih Sinajského pobrežia poskytujú prijateľné geologické vysvetlenie efektov, spomenutých v biblickom príbehu. Obzvlášť „kliatba temnoty", ktorá je opísaná ako „hustá tma", a „tma, ktorú možno cítiť", sú opisy, ktoré môžu reflektovať zatmenie prostredníctvom mraku popola.

Podľa článku G. M. Friedmanna v Geotimes 3/92 spracoval mg.

Podzemné uskladňovanie tepla zo spaľovne domáceho odpadu vo Francúzsku

Francúzsko patrí medzi prvé európske krajiny, v ktorých začali experimentálne uskladňovať teplo v podzemí. Prvé štúdie vznikli v rokoch 1959 - 1973. Prototyp experimentálneho projektu prvýkrát vyskúšali na lokalite THIVERVAL-GRIGNON v rokoch 1986 - 1990. Myšlienka uskladňovať teplo vychádza z ekonomickej bilancie jeho spotreby v letnom a zimnom období. V zime jeho spotreba rapídne rastie so zintenzívňovaním spaľovania a to zvyšuje množstvo plynných polutantov, ako je SO_2, CO, NO_x a CO_2 v atmosfére. Tieto polutanty sa zúčastňujú na znečisťovaní životného prostredia vo forme kyslého dažďa a zmenou klimatických pomerov.

Na uskladňovanie tepla sa využíva podzemná voda ako tepelné médium cirkulujúce v podzemí. Teplá voda sa uskladňuje v porézných horninách, ktoré sa ohrievajú. Hĺbka hladiny podzemnej vody je 50 - 500 m. Do hĺbky sa teplo injektuje vrtmi až na úroveň hladiny podzemnej vody tak, že sa v čase spotreby exploatuje niekoľkými ťažobnými vrtmi cez systém tepelných výmenníkov a následne sa reinjektuje perifémymi vrtmi. Teplota vody v podzemí môže dosahovať až 180 °C. Teplo sa ťaží bez inverzie, pričom podzemná voda cirkuluje v uzavretom systéme.

Spaľovňa, kde takýto systém vyskúšali, dosahuje kapacitu 130 000 t odpadu ročne s výkonom 18 - 24 MW. Tepelné rozvody z tejto spaľovne vykurujú 4500 bytov s výkonom 16 - 35 MW.

Uskladňované teplo má kapacitu 12 000 MW/h a objem 350 000 m^3 v hĺbke 500 m v poróznej vrstve mocnej 20,00 m. Experimentálny systém uskladňovania sa skladá zo štyroch vrtov usporiadaných v kruhu v akčnom rádiu 100 m. Jeden vrt („teplý") je vertikálny a je v centrálnej časti uskladňovaného poľa, ďalšie tri („studené") sú v periférnej časti kruhového poľa. Jeden z vrtov je vertikálny, ostatné dva sú šikmé.

Pri uskladňovaní v lete sa voda čerpá perifémymi vrtmi a pred reinjektážou sa ohrieva tepelnými výmenníkmi na 180 - 200 °C a reinjektuje do centrálneho vrtu s výdatnosťou 90 m^3/h. V zime sa voda čerpá z centrálneho vrtu pri teplote 80 - 180 °C s maximálnou výdatnosťou 120 m^3/h. Po vyťažení a využití sa voda reinjektuje perifémymi vrtmi späť do podzemia pri teplote 70 °C.

Na realizáciu takéhoto projektu treba dokonale poznať hydraulické parametre podzemného zásobníka, a to v studenom stave a pri teplote 180 °C. Dôležité je poznať chemické zloženie vody v čase uskladňovania, overiť optimálnu konzerváciu tepla a možnosti maximálnej koncentrácie tepla v centrálnej časti podzemného zásobníka.

Prototyp THIVERVAL-GRIGNON ukázal možnosť uskladňovať teplo v podmienkach konkrétnej lokality. Je zrejmé, že takúto formu uskladňovania tepla bude treba v istej miere adaptovať na konkrétne podmienky z technologického hľadiska, a to v priamej súvislosti s potenciálnymi zdrojmi a s ohľadom na ekonomické ukazovatele.

Spracované podľa článku: J. P. Coquille v časopise Reseaux et chaleur, 1990

ed

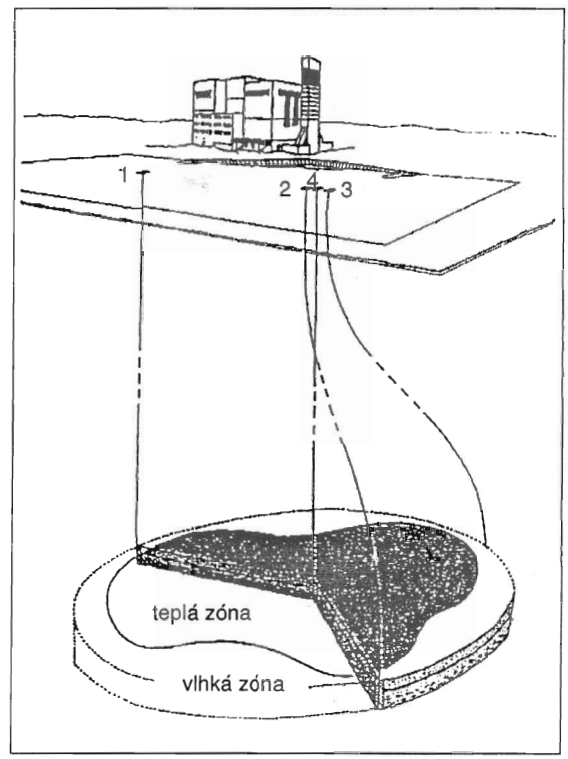


Schéma podzemného uskladnenia tepla. Studená voda je čerpaná perifémymi vrtmi a po ohriatí je vrátená do centrálneho vrtu. Rekuperácia je inverzná.

Ložisková geológia a ekológia

Časopis SEG NEWSLETTER, ktorý vydáva asociácia ložiskových geológov, v 13. čísle z apríla 1993 v rubrike Economic geology and Environment publikuje zaujímavý článok o vzťahu ložiskovej geológie a ekológie. Jeho autor Geoff Plumlee zhŕňa diskusiu amerických ložiskových geológov o budúcnosti tejto profesie. Pre zameranie činnosti ložiskových geológov sú rozhodujúce nasledujúce východiská:

1. Nerastné suroviny budú vždy nevyhnutnou potrebou ľudskej spoločnosti a jej rozvoja.

2. USA a ostatné vyspelé štáty presúvajú záujem z ekonomiky nerastných surovín na celospoločenskú ekonomiku (service economy).

3. Ekologické aspekty sú rozhodujúce pri rozhodovaní, ktoré ložiská surovín sa preskúmajú a následne sa budú ťažiť. To v plnej miere platí v USA a v ďalších ekonomicky rozvinutých krajinách a v blízkej budúcnosti sa uplatní aj v ostatných krajinách.

4. Banské spoločnosti v USA ustupujú od prieskumu a ťažby rudných surovín.

5. Financovanie metalogenetického výskumu sa obmedzuje.

6. Ako výsledok predchádzajúcich postulátov v USA a v iných krajinách záujem o služby ložiskových geológov klesá.

Autor predpokladá pokles záujmu o tradičných ložiskových a banských geológov a rast dopytu po ich službách v oblasti ekológie. Geológia má a bude mať stále významnejšiu úlohu pri vyhľadávaní a ťažbe surovín na ekologické účely. Preto sa špecialisti v odbore ložiskovej geológie uplatnia pri racionálnom využívaní a ochrane nerastných zdrojov, pri prognóze možných negatívnych vplyvov ťažby nerastov na životné prostredie, kde sa aktívne využívajú poznatky o geologických a geochemických faktoroch. V záujme zníženia celkových nákladov sa podiel ekológie musí brať do úvahy vo všetkých fázach osvojovania nerastnej surovinovej základne.

Je zrejmé, že ložiskový geológ-ekológ bude musieť prejsť rekvalifikáciou a zvládnuť takú odbornosť, ako je ekologická geochémia a hydrogeológia, ekologická inžinierska geológia, biogeochémia, zásady ochrany prírody a i. Mnohé univerzity už teraz rozširujú učebné programy v tejto oblasti. Na druhej strane musia geológovia upozorňovať univerzity na to, že súčasťou ekologického programu osnov je aj ložisková geológia v novom chápaní.

sk

Nočné otepľovanie a skleníkový efekt

Klimatológovia na celom svete sa pokúšajú zistiť vplyv stále rastúceho ľuďmi vytváraného „skleníkového plynu" (CO_2 a metán) v atmosfére. Podľa matematických modelov klímy sa zemeguľa otepľuje, ale rast priemernej povrchovej teploty vzduchu ako závislosti od CO_2 priamu závislosť nepotvrdzuje. Otepľovanie bolo rýchlejšie v prvej polovici 20. stor., keď obsah CO_2 rástol relatívne mierne. V rokoch 1940 - 1970, keď obsah CO_2 rástol najrýchlejšie, pre väčšiu časť severnej pologule bolo charakteristické ochladzovanie. Podľa matematických modelov by otepľovanie malo byť najvýraznejšie v arktickej oblasti a najmenej výrazné v trópoch. Teplotný gradient medzi vyššou a nižšou zemepisnou šírkou neklesá, čo je v rozpore s predpokladmi matematických modelov. Nemožno pochybovať o tom, že sa teplotná štruktúra atmosféry s prírastkom CO_2 a CH_4 menila a mení, ale stále je diskutabilné, aký stupeň zmien sa dá prisudzovať tvorbe týchto plynov.

Na väčšine miest severnej pologule sa zistil rast teploty v prvej polovici 20. stor. a pokles v druhej. Podobné zmeny boli aj pred 200 rokmi. Náhľad, že za súčasný teplotný rast je zodpovedné ľudstvo, vyvracia zistenie, že sa otepľovanie prejavilo aj v prvej polovici nepriemyselného 18. stor. Príčiny treba hľadať v prírode. Odohráva sa niečo v atmosfére, čo by mohlo odzrkadľovať nárast CO_2 a metánu? Práve po druhej svetovej vojne spozorovaný rast nočnej a rannej teploty, zistený na mnohých miestach sveta, by mohol byť indikátorom. Po roku 1950, keď už bol dostatok dát na analýzu, sa zistilo, že minimálna denná teplota väčšiny kontinentov rastie takmer tri razy tak rýchlo ako maximálna denná teplota. Denný rozsah teploty výrazne poklesol. Rast priemernej dennej teploty nad zemou v posledných 40 rokoch je výsledkom rastu skorej rannej minimálnej teploty.

Bilaterálna dohoda medzi Ministerstvom energetiky Spojených štátov a Akadémiou vied v Číne roku 1990 poskytla možnosť rozšíriť výskum do východnej Ázie. Dohody na báze Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) zapojili do spolupráce inštitúty v Austrálii, v bývalom Sovietskom zväze a mnohých ďalších štátoch. Analyzované územie teraz pokrýva viac ako 50 % povrchu severnej a 10 % južnej pologule. Priemerná mesačná maximálna a minimálna teplota podobne, ako priemerný denný teplotný rozsah sa počítali pre rozličné regióny z dát získaných z 1000 staníc v rokoch 1951 až 1990.

Priemerná a minimálna denná teplota odhaľuje celkový nárast počas analyzovaného intervalu. Výraznejší nárast nočnej teploty ako protipól maximálnej dennej teploty bol zistený všade. Dôsledkom toho je, že priemer takmer všade klesá. Miera poklesu denného teplotného rozsahu je blízka miere rastu priemernej dennej teploty. Výskum potvrdzuje, že otepľovanie ovzdušia na severnej pologuli po 2. svetovej vojne je dôsledkom zvyšovania nočnej teploty.

Možné príčiny nočného otepľovania

Hlavným regulátorom nočnej teploty je chladnutie zeme vyžarovaním, ktoré je opakom opačne smerujúcej termálnej radiácie z atmosféry. Tá je relatívne slabá v čistej a suchej a silnejšia vo vlhkej a oblačnej atmosfére. Oblaky nízko nad zemou mimoriadne efektívne udržiavajú teplotu zeme v noci. Aj obsah CO_2 a metánu v atmosfére vplýva na rast nočnej teploty zachytávaním a opätovným vyžarovaním energie dlhých vlnových dĺžok. Tieto plyny umožňujú prechod slnečného žiarenia krátkych vlnových dĺžok, a preto sú pri zvyšovaní maximálnej dennej teploty rovnako účinné. Najpravdepodobnejšie príčiny nočného otepľovania, a tým aj znižovania denného teplotného rozsahu sú:

- rastúca evaporizácia v oceánoch, spôsobená zmenami v cirkulácii, alebo zvýšený obsah CO_2, ktorý zvyšuje oblačnosť,
- priemyselné sulfáty spôsobujúce hrubšie mračná,
- para z miest, tovární, horiacich polí a lesov redukuje slnečnú energiu dopadajúcu na zem,
- kondenzačné stopy za vysoko letiacimi lietadlami,
- zavlažovanie, ktoré udržiava teplejší povrch v noci a chladnejší cez deň,
- otepľovanie v mestských zónach, ktoré udržiavajú vysokú nočnú teplotu.

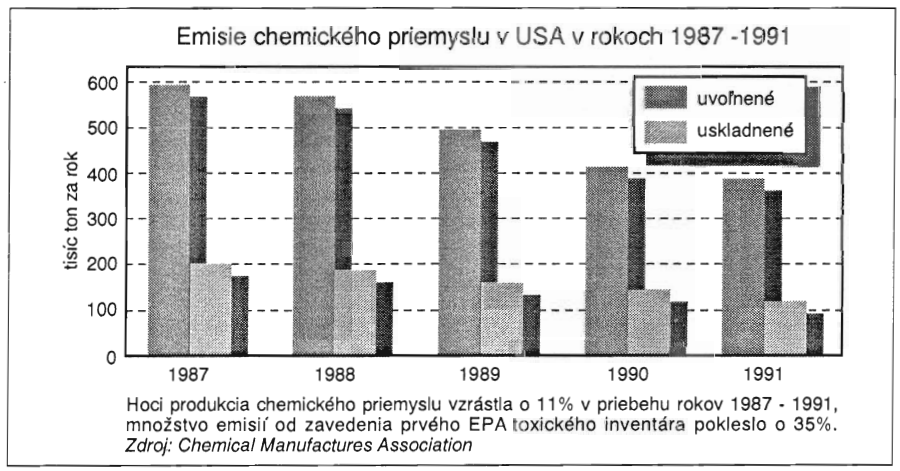
zn

Príspevok k znižovaniu toxického znečistenia

Výrobné zariadenia v Spojených štátoch vypustili roku 1991 do ovzdušia 900 tisíc t toxického materiálu . Navyše 110,7 tisíc t vypustili do riek, jazier, potokov a 191 tisíc t do zeme. Pre záujemcov o informáciu, koľko toxického materiálu je v istej oblasti, zriadili „horúcu" telefónnu linku, ktorá čerpá informácie z inventára toxických chemikálií, spracovaných EPA (Agentúra na ochranu životného prostredia).

Najväčší podiel na znečisťovaní životného prostredia má chemický priemysel, potom nasleduje hutníctvo, výroba papiera, petrolejársky priemysel a výroba plastických hmôt. EPA popri poskytovaní informácií o aktuálnom znečistení sleduje aj činnosť priemyselných zariadení na eliminovanie znečisťovania. Táto činnosť zahŕňa recykláciu, regeneráciu a obnovu energie. Podľa nezávislého prieskumu priemyselných zariadení zoskupených v Asociácii chemických výrobcov (Chemical Manufacturers Association - CMA). Možno až 54 % vedľajších chemických produktov recyklovať, 31 % možno odstrániť v čističkách odpadovej vody alebo v spaľovniach a 8 % sa dá využiť pri výrobe energie. Výskum zdôraznil, že 85 % takýchto aktivít sa dá uskutočniť priamo v priemyselnom zariadení. CMA konštatuje, že množstvo emisií od zavedenia prvého toxického inventára EPA roku 1987 poklesło o 35 %. Výsledky výskumu CMA sa opierajú o pravidelné hlásenia predložené 1553 priemyselnými podnikmi, členmi asociácie. Súčasné informácie z inventára sú verejnosti prístupné prostredníctvom počítačovej databázy. Dáta z predchádzajúcich rokov sú v 4000 knižniciach v celých USA. Za skreslené informácie do inventára toxického odpadu stíhala EPA začiatkom júna t. r. pokutami vo výške 2,8 milióna USD 37 priemyselných zariadení v USA. Ani jedno z nich nepatrilo do oblasti chemického priemyslu, čo je ďalší dôkaz o hodnovernosti sústreďovaných informácií.

zn



Hoci produkcia chemického priemyslu vzrástla o 11% v priebehu rokov 1987 - 1991, množstvo emisií od zavedenia prvého EPA toxického inventára poklesło o 35%.
Zdroj: Chemical Manufactures Association

Petr Morávek et al.: **Zlato v Českém masívu.** (ČGÚ Praha 1992, 224 s., 121 obr. v texte, 10 čiernobielych a 8 farebných fotografických kriedových príloh, 1 vložená skladaná mapa. Náklad 2000 výtlačkov, cena 135 Kč)

Výpravná publikácia podávajúca komplexný pohľad na problematiku zlata v Českej republike je spoločnou prácou hlavného autora a početného kolektívu odborníkov z rozličných geologických inštitúcií ČR (GMS, a. s., predtým Geoindustria Praha, ČGÚ Praha, Prírodovedecká fakulta Karlovej univerzity Praha, Ústav nerastných surovín Kutná Hora, Geologický prieskum Uránového priemyslu Příbram), ktorí sa v poslednom desaťročí zaoberali výskumom a prieskumomzlata v Českom masíve. Ako sa konštatuje v úvode, v rade prípadov dielo obsahuje údaje, ktoré doteraz neboli zverejnené v nijakých publikáciách či v záverečných správach.

Okrem úvodnej časti kniha obsahuje 11 kapitol. V kapitole 1 (s. 9 - 11) je história výskumu zlatonosných ložísk Českého masívu. V kapitole 2 (s. 12 - 16) sú údaje o produkcii zlata v tomto masíve, v kapitole 3 (s. 17 - 28) sa opisuje jeho geologická a metalogenetická charakteristika a kapitola 4 (s. 29 - 32) podáva základné členenie ložísk a výskytov zlata v Českom masíve. Nosnými sú kapitoly 5 až 9. V kapitole 5 (s. 33 - 128) je vyčerpávajúci opis ložísk a výskytov endogénnej zlatej mineralizácie Českého masívu, kapitola 6 (s. 129 - 145) je venovaná ložiskám a výskytom exogénnych typov Au. Kapitola 7 (s. 146 - 153) sa venuje indíciam Au mineralizácie v Českom masíve. Kapitola 8 (s. 154 - 176) podáva názory na genézu jednotlivých typov zlata v Českom masíve včítane modelu jeho metalogenézy. V kapitole 9 (s. 177 - 186) je prognózne zhodnotenie zlatonosnosti Českého masívu. Kapitola 10 (s. 187 - 197) je o metodike prospekcie a prieskumu zlatých ložísk a napokon v kapitole 11 (s. 198 - 204) sú veľmi stručne uvedené základné technicko-ekonomické a technologické predpoklady využívania zlatonosných rúd v ČR.

Publikácia obsahuje aj vyčerpávajúci zoznam príslušnej literatúry (s. 205 - 219), anglické resumé (s. 220 - 240), ako aj abecedný register 322 lokalít zlata v Českom masíve (s. 241 - 245) s príslušnými odkazmi na text.

Kniha poskytuje nielen ucelený pohľad na topografiu a geológiu zlatej mineralizácie na území Českej republiky (v jej východnej časti, budovanej karpatskými jednotkami, sa Au prakticky nevyskytuje), ale aj na otázky genézy, prognózovania, metodiky vyhľadávania a technológie spracúvania Au rúd. Preto môže byť cenným študijným materiálom aj pre pracovníkov zaoberajúcich sa touto problematikou v iných krajinách. Z tohto hľadiska upozorňujeme najmä na stať v kapitole 8 o vzťahoch zlatonosnej a scheelitovej mineralizácie. Metalogenetická mapa Au mineralizácie Českého masívu (mierky 1:500 000) môže byť podnetom na prípravu máp analogického charakteru.

Medzi prednosti publikácie patrí aj jej úprava a spracovanie (takmer na úrovni umeleckých monografií), fotografie (F. Tvrz) a prístupná cena (135 Kč).

J. Knésl

Petrologija - Petrology: nový medzinárodný časopis

Na nasýtenom medzinárodnom trhu vedeckých periodík sa začiatkom roka 1993 objavil nový titul. Je ním Petrologija - Petrology. Vydáva ho Ruská akadémia vied a Interperiodica Publishing z USA.

Základné informácie o novom časopise možno zhrnúť do nasledujúcich bodov.

- Vychádza v ruskej a anglickej jazykovej verzii a obidve verzie sa doteraz (vyšli štyri čísla) expedovali súčasne.
- Hlavným redaktorom je V. A. Žarikov a zodpovedným redaktorom slovenskej odbornej vedomosti dobre známy S. P. Korikovskij. Redakčná rada (okrem iných je v nej aj N. L. Dobrecov, L. L. Perčuk, A. V. Sobolev, A. Boriani, J. V. Fischer, B. V. D. Yardley, P. J. Wyllie) svedčí o tom, že si vydavatelia vytýčili najvyššie vedecké ciele.
- Vychádza 6-krát ročne. Cena anglickej verzie 576 US dolárov (!) za ročník je, zdá sa, výrazne nadsadená, kým cena 15 - 30 rubľov za číslo, vytlačená na zadnej strane obálky, je nereálna.
- Napriek tomu, že v prvých štyroch číslach majú výraznú prevahu práce autorov z bývalého ZSSR, doterajšia úroveň (prevažná časť prác predstavuje aspoň pokus o syntetizujúci pohľad autorov či autora) dáva veľké predpoklady, že sa Petrologija - Petrology stane súčasťou abstraktových referátových časopisov/zborníkov s predpokladaným impaktom na citačné indexy.

Silu tradície v dobrom aj zlom zmysle dokumentuje aj tento vedecký časopis. Väčšina autorov si totiž neuvedomuje výhody, ale aj úskalia dvojstĺpcovej sadzby (či redakcia nebola dosť zásadová?), a tak je časť obrázkov komponovaná bez ohľadu na veľkosť obrázka po jeho vytlačení (jeden či dva stĺpce). Rušivo pôsobia aj vertikálne čiary v tabuľkách analytických údajov medzi stĺpcovými údajmi. Nevýhodou je aj to, že sa práce začínajú na ľavej strane časopisu, a tak predchádzajúca (pravá) strana je potlačená literatúrou predchádzajúcej práce, čiže separát bude mať na titulnej strane nie stranu s citovateľnými údajmi práce, lež „zvyšok" literárnych odkazov predchádzajúcej práce. Ale to sú zrejme nedostatky, ktoré po čase redakcia odstráni sama.

Tiráž vytlačených čísiel bola rôzna: od 270 po 400 kusov. Keďže 1. číslo sa nám už nepodarilo získať, uvádzame nie adresu distribútora ruskej mutácie, ale redakcie: Staromonetnyj per., 35, Moskva, Ž-17, Ruská republika. Anglickú verziu distribuje Interperiodica Publishing, P. O. Box 1831, Birmingham, AL 35201-1831, USA.

Na otázku, či objednať alebo neobjednať Petrologiju - Petrology, odpovedáme odporúčaním objednať aj v prípade, že budeme nútení z tradičných časopisov vyčiarknuť iný (niektoré už v nejednom ohľade výrazne za svetovou špičkou zaostávajú).

D. Hovorka

ŤAŽBA SUROVÍN

Zlato

Austrália. Spoločnosť Solomon Pacific Resources oznámila predbežné výsledky geologického prieskumu ložiska Brocks Creek v Severnom teritóriu. Podľa nárazových vrtov sa zistené zdroje odhadujú na 2,67 mil. t rudy s obsahom 3 g/t Au v zóne Faded Lily a 1,77 mil. t s obsahom 2,69 g/t Au v zóne Alligator. Hraničný obsah Au je 1 g/t (Min. J., 319, No. 8204, s. 432).

Spojené štáty americké. Spoločnosť Royal Gold Inc. odhadla zdroje rudy z prieskumu ložiska South Pipeline na 8,2 mil. t s obsahom 2,8 g/t Au pri hraničnom obsahu 0,7 g/t Au. Ložisko je na ploche cca 1600 ha v banskom revíre Cortez (grófstvo Lander, Nevada). Je impregnačného typu a jeho rozsah sa môže ešte zväčšiť vo viacerých smeroch. Ruda obsahuje impregnácie neviditeľného zlata v tmavom slienitom vápenci, na ktorom nie sú nijaké príznaky metamorfizmu alebo hydrotermálnych zmien (Min., J., 319, No. 8201, s. 376).

Spojené štáty americké. Syndikát Seven-Up Pete vznikol na dobývanie zlata ložiska Mac Donald pri Lincolne v Montane. Spoločníkmi syndikátu sú Phalps Dodge (72,4 %) a Canyon Resources (27,6 %). Geologickú zásobu ložiska ohodnotili na 345 mil. t rudy, pričom 189 mil. t obsahuje 0,9 g/t Au. Dobývanie potrvá asi 12 rokov a ročne sa získa 300 000 uncí (9,3 t) zlata. Finančné investičné prostriedky sa odhadujú na 100 - 125 mil. dolárov. Projektované náklady na získanie 1 unce zlata sú 250 dolárov. T. č. sa vrtnými prácami spresňuje ložisková zásoba (Min. J., 319, No. 819, s. 253).

Grónsko. Spoločnosť Nunaoil A/S Nuuk, ktorú kontroluje dánsky štát a miestne správne orgány, oznámila niekoľko zaujímavých výsledkov geologického prieskumu roku 1992. V Nalunqe, v údolí Kirkespir, 8 km od pobrežia a 35 km na SV od Nanortoliku, na J krajiny objavili v bázických horninách rad kremeňových žíl obsahujúcich viditeľné zlato. Najdôležitejšie žily majú dĺžku až 800 m a mocnosť 0,05 - 1,6 m. Priemerný obsah zlata je 51,0 g/t pri priemernej mocnosti 46 cm. Obsah sa mení od 2 g/t až na 253 g/t a pri mocnosti 40 cm až na 1 m. Pre vysoké zasutenie sa ďalšie žily nevzorkovali. Zlato je v kremeňových žilách a v porušených zónach v horninách paralelných so žilami. Ďalšie indície sa našli v mineralizovaných obliakoch kremeňa a v nálezoch zlata v alúviu a signalizujú existenciu ďalších mineralizovaných žíl. Na konci sezóny sa žily 19 dní pokusne dobývali. Hľadajú sa záujemcovia na financovanie ďalších prác, na ktorých sa pre ostrý horský reliéf budú musieť zúčastniť aj horolezci (Min. J., 319, No. 8199, s. 337).

Japonsko. MSA, agentúra pre morskú bezpečnosť, oznámila, že v Tichom oceáne našla zlato a meď. Vzorky z hĺbky 1400 m majú obsah zlata až 71 g/t a medi 10 %. Výskyt je v Suiyo Seamounte, 680 km na J od Tokia. Napriek tomu, že z technického aj ekonomického hľadiska je dnes problematické takéto ložisko dobývať, MSA v geologickom prieskume pokračuje (Min. J., 319, No. 8202, s. 400).

Kuba. Spoločnosť Matlock Mining zo západnej Austrálie spoločne s kanadskou firmou Miramar Mining Comp. uzatvárajú dohodu na financovanie a rozvoj ložiska Delta Gold. Ložisko má ohodnotenú zásobu na 15,4 mil. t s obsahom 3,4 g/t Au, avšak primárne zrudnenie sa viaže na arzenopyrit (Min. J., 320, No. 8207, s. 44).

Guayana. Združenie spoločnosti Gold Star Resources (35 %), Cambior (60 %) a štátu Guayana (5 %) oznámilo začiatok dobývania ložiska Omai v decembri t. r. Predpokladaná kapacita sa bude postupne zvyšovať z 10 700 na 14 000 t rudy denne. Výroba v prvom roku dobývania bude 280 000 uncí zlata. Dobývateľná zásoba ložiska je stanovená na 40 mil. t rudy s obsahom 1,7 g/t Au. Náklady na získanie 1 unce zlata sa budú počas prvých troch rokov dobývania pohybovať maximálne do 185 dolárov. Na dobývanie sú určené tri časti ložiska - jedna z nich je mineralizovaná do hĺbky 250 m. Investičné náklady sú stanovené na 163 mil. dolárov (Min. J., 319, No. 8193, s. 233, 320, No. 8205, s. 1).

Kazachstan. Spoločnosť Minproc Engineers a Chilevich Internacional oznámili vytvorenie združenia s banským podnikom Mine de Bakyrchik na dobývanie ložiska

EKOLÓGIA

Dane za vypúšťanie kysličníka uhličitého. Podľa výsledkov stretnutia Rady pre životné prostredie ES v Luxemburgu 28. júna sa dohoda o zavedení dane ES na oxid uhličitý očakáva ešte tohto roku. Po neúspešnom návrhu prezidenta Clintona na podobnú daň sa teraz očakáva úspech v ES. Odchádzajúci prezident rady a minister životného prostredia Dánska Sven Auken sa pokúsil spojiť schvaľovanie dane na oxid uhličitý s ratifikáciou dohody o klimatických zmenách z Ria de Janeiro. Dohodu ratifikovali USA minulý rok. Šesť členských štátov tvrdí, že znížiť emisie CO_2 roku 2000 na úroveň roku 1900, čo je podstatou konvencie, bez zavedenia dane nebude možno. Fakt, že zaviesť daň nebude jednoduché, potvrdzuje aj to, že nový minister životného prostredia Veľkej Británie Johno Gummer odmietol dánsku deklaráciu podpísať.

Program obnovy životného prostredia vo východnom Nemecku si vyžiadal sumu vo výške 3,1 miliardy DM. Nové projekty sú zamerané na odstraňovanie už jestvujúceho poškodenia životného prostredia v lokalitách najmä s petrochemickým, baníckym, lodiarskym a petrolejárskym priemyslom. Podnetom na vznik nových projektov bola súťaž pre oblasť chemického a banského priemyslu. Doteraz schválili 15 projektov. Na realizáciu programu oživovania poškodených priemyselných oblastí východného Nemecka sa v najbližších 5 rokoch predpokladajú náklady 13 miliárd DM. Nemecká federálna vláda bude hradiť 60 % z tejto sumy a zvyšok finančne pokryjú vlády nemeckých krajín. Podľa legislatívnych úprav schválených v decembri 1992 investície smerujúce do východonemeckého priemyslu majú byť o.i. stimulované tým, že súčasní investori nebudú hradiť náklady spojené s odstraňovaním už jestvujúceho poškodenia životného prostredia.

Ozónová diera. Merania na južnom cípe Argentíny potvrdili, že rast ultrafialového slnečného žiarenia dopadajúceho v tejto oblasti na zemský povrch je pravdepodobne dôsledkom antarktickej ozónovej diery. Podľa pracovníkov Univerzity v Chicagu tieto merania ako prvé na svete potvrdili veľmi výrazný rast ultrafialovej radiácie na osídlené územie. Merania sa uskutočnili na 55° južnej šírky na prelome rokov 1990 - 1991 a odhalili 50 % rast ultrafialového žiarenia. Príčina zvýšenia žiarenia sa prisudzuje presunu vzdušných más s malým množstvom ozónu smerom na S po rozpade ozónovej diery v jarnom období. Ako môže tento proces vplývať na živé organizmy, nie je doteraz dostatočne jasné.

Absorbovať viac CO_2, ako sa doteraz predpokladalo, sú schopné lesy mierneho pásma - vyhlásil Steven Wofsy z Harvardskej univerzity. Ekosystém lesa, ktorý študoval, môže absorbovať až 3923 kg CO_2 na ha za rok. Údaje sú

toho istého mena. Ložisko má ohodnotenú zásobu 340 t zlata na základe 744 km vrtov a 60 000 m rýh. Od roku 1965 sa dobývalo ročne 80 000 - 100 000 t rudy. Ložisko sa nachádza v zóne Kyzyl v karbonátoch a má rozsah 17 km. Rudu tvoria impregnácie sulfidov v rudných stĺpoch v dĺžke celej rudnej zóny. Stĺpy sú overené vrtmi do hĺbky 600 m, miestami až 900 m. Vypočítaná zásoba 21 mil. t rudy má priemerný obsah 9,4 g/t a hraničný v profiloch 3 g/t. Ďalšie zóny majú odhadnutú zásobu 41,6 mil. t s obsahom 8 g/t Au, pričom ďalšie rozšírenie zásoby je pravdepodobné. Nové združenie predpokladá zvýšiť dobývanie ročne na 1 mil. t. Počas prvých desiatich rokov sa bude 500 tis. t ročne ťažiť povrchovo, zvyšok podzemným dobývaním. Potreba investičných finančných prostriedkov sa odhaduje na 100 mil. dolárov. Na získanie 1 unce zlata sa predpokladajú náklady 125 dolárov pri výrobe 230 000 uncí za rok (7,1 t) v priebehu 20 rokov (Min. J., 319, No. 8202, s. 398).

Olovo a zinok

Portugalsko. El Servicio de Fomento Minerio de la Direction des Mines oznámila objavenie ložiska masívnych sulfidov v oblasti Grandola v severozápadnej časti pyritického južnoiberského pásu. Mineralizované polohy sa viažu na severnú časť tektonickej poruchy Grandola. Sú pod 128 m mocným pokryvom terciérnych sedimentov do hĺbky 203 m. Zrudnená zóna obsahuje: 47,7 m mocné polohy s obsahom 3,1 % Pb, 24,7 m s obsahom 6,4 % Zn, ďalej na mocnosť 53,8 m polohy s obsahom 81,1 g/t striebra a 22 m s obsahom 1,2 g/t zlata. Prieskumné územie sa nachádza cca 12 km na S od starého ložiska pyritu Caveira
(Min. J., 319, No. 8194, s. 253).

Austrália. Spoločnosť Mount Isa Mines spolu so siedmimi japonskými spoločnosťami vytvorila združenie ANT Minerals Property Ltd., ktoré chce využívať už skôr známe ložisko Mc Arthur River (detailnejšie o ňom v Chronique de la recherche miniére No. 509, 1992, s. 72). Ložisko má zhodnotenú zásobu vo výške 227 mil. t s obsahom 23 % Zn, Pb. Dobývací zámer je ročne ťažiť cca 350 000 t a koncentráty dopravovať 120 km nákladnými autami do prístavu Bing Bong (sev. pobrežie) a stade 30 km loďami na spracovanie. Predpokladajú sa investičné náklady 250 mil. austrálskych dolárov a očakáva sa ročná výroba cca 200 mil. austrálskych dolárov
(Min. J., 319, No. 8200, s. 353).

Burkina-Faso. Nové združenie Boliden Internacional Mining a štátnej spoločnosti Bumigeb plánuje dobývať ložisko Perkoa 130 km na Z od Ouagadougou. Ložisko objavil projekt PNUD roku 1960 pomocou geochemických metód. Študovali ho viaceré banské spoločnosti. Hlavným problémom je doprava koncentrátov. Ohodnotená zásoba je 6 mil. t s obsahom 16 % Zn. Ročne sa má ťažiť 500 tis. t rudy podzemným spôsobom. Spoločnosť Boliden teraz študuje rozličné možnosti dopravy koncentrátov. Štúdie majú byť ukončené roku 1993 (Min. J., 167, No. 5, s. 304).

Maroko. Spoločnosť Omnium Nord Africain a BRPM(marocký štát) oznámili začiatok dobývania ložiska Guemassa (Hajar), cca 35 km na JZ od Marakešu. Predpokladaná ťažba je 750 000 t ročne. Zásobu ložiska odhadli na 12 mil. t rudy a predpokladaná exploatácia je 16 rokov. Plánovaná ročná produkcia je: 67 000 t koncentrátov zinku, 19 200 t koncentrátov olova, 3000 t koncentrátov medi. Ďalším zužitkovateľným kovom je striebro. Investičné náklady sú cca 120 mil. dolárov, z toho okolo 75 mil. na otvárku bane. Ložisko patrí medzi 10 najväčších ložísk tohto typu na svete a jeho ťažba zdvojnásobí banskú produkciu rúd Maroka. Ložisko objavili roku 1984 ako výsledok vedecko-technickej spolupráce medzi Francúzskom (BRGM) a Marokom (ministerstvom baníctva a energetiky)
(Financial Times 17.12.1992).

Španielsko. Spoločnosť Exminesa oznámila, že v októbri t. r. zatvorí banský závod Rubiales, ktorý bol veľa rokov jedným z hlavných producentov zinku v krajine (Min. J., 319, No. 8195, s. 372).

Volfrám

Rakúsko. Banský závod Mittersill, jeden z najväčších banských podnikov na dobývanie scheelitu, ktorý spolu s podnikom Panasqueira (Portugalsko) vyrábal okolo 35 % ročnej potreby volfrámu Západu, zavreli pre podstatný pokles dopytu a zvýšenie čínskeho exportu. Závod vyrábal 1400 t koncentrátov ročne (Financial Times, 22.1.1993).

Južná Kórea. V máji 1992 zavreli veľký banský závod Sandong.

Portugalsko. Banský podnik Panasqueira znižuje roku 1993 výrobu na dve tretiny (Chron. de la rech. min., No. 510, 1993, s. 84).

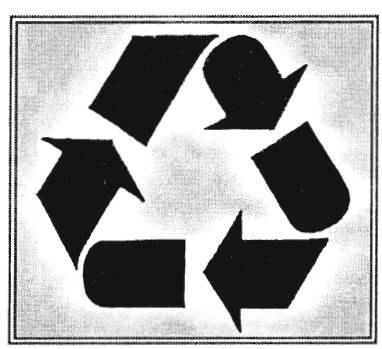
Spracoval bý

Pozn. Použité skratky: Min. J. - Mining Journal; Chron. de la rech. min. - Chronique de la recherche miniére

---

z merania CO_2 nad vrcholcami stromov a pri zemi. Skúmaný lesný porast je príkladom zalesneného územia využívaného v 19. stor. na poľnohospodárstvo. Novovzniknutý les bol roku 1938 vážne poškodený hurikánom. Súčasný les je z dubov a javorov, ktoré hurikán prežili, resp. boli vysadené po ňom. Wofsy poznamenáva, že absorpcia CO_2, ktorú zistil, je až o tretinu rýchlejšia ako 2466 kg na ha za rok, ako udáva väčšina modelov regenerácie ovzdušia lesov mierneho pásma.

Finančný trh recyklovateľných materiálov, ktorý je predmetom demonštračného projektu, začal realizovať 10. júna 1993 Chicago Board of Trade (CBOT). Táto inštitúcia už má skúsenosti s obchodom s emisiami SO_x a NO_x. Na projekte spolupracuje s Recycling Advisory Council. Jedným z cieľov projektu je prekonať obchodné nejasnosti o reálnej zásobe surovín, o ich kvalite a cene. Spolupráca obidvoch inštitúcií má viesť k organizovaným obchodným stretnutiam, na ktorých sa vytvoria jednotné štandardy kvality, významnosti, merateľných jednotiek recyklujúcich materiálov



a zmluvných vzťahov. Tak sa má vytvoriť základ na prehľadný obchod s recyklovateľnými materiálmi, čo prispeje k ochrane životného prostredia podobne ako obchod s emisiami SO_2, ktorý sa začal v marci.

Solárnu elektráreň Solar One (Dagget, Kalifornia) obohatia o metódu uchovávania energie v roztavenej soli a premenujú ju na Solar Two. Roztavenú soľ tvorí zmes dusičnanu sodíka a draslíka, ktorý má teplotu tavenia 221 °C. Soľ sa bude čerpať pri 288 °C do slnečného kolektora vo veži vysokej 91 m. Tam bude slnečné žiarenie sústreďovať 1818 heliostatov, ktoré zohrejú soľ na 565 °C. Rostavená soľ môže ohrievať vodu a vzniknutá para poháňať turbínu, alebo sa môže uschovať až štyri hodiny pri nepatrnej strate tepelnej energie. Odhaduje sa, že by v komerčnej elektrárni takáto soľ mohla uchovať energiu ešte dlhšie. Cena projektu je 39 miliónov USD. Odhaduje sa, že komerčná tepelná elektráreň využívajúca technológie ako elektráreň Solar Two môže vyrábať 100 - 200 MW pri cene 0,075 USD za KWh.

Spracoval zn

Seminár Kryštalinikum Západných Karpát - nové údaje a ich interpretácia

(18. marca 1993, pobočka SGS Bratislava)

D. HOVORKA: Názory na geologickú stavbu kryštalinika Západných Karpát - súhrn poznatkov

Poznatky o geologickej stavbe kryštalinika Západných Karpát získané pri zostavovaní generálnych geologických máp zhrnul Máška a Zoubek (1960). Napriek tomu, že geologické vedy odvtedy prešli revolučnými zmenami, uvedené poznatky zostali ako nosné zakomponované aj v nasledujúcich syntetizujúcich prácach (J. Kamenický, 1967, in Svoboda et al., 1967; Maheľ, 1985, a i.). Pre množstvo nových poznatkov zhromaždených v posledných rokoch sú uvedené predstavy už neudržateľné, ale sám konglomerát nových údajov neumožňuje vypracovať modernú syntézu geodynamického vývoja predkarbónskych komplexov.

V príprave geodynamického modelu týchto komplexov navrhujeme vychádzať z:

- dešifrovania predmetamorfnej litológie metamorfitov, a tým aj z určenia geodynamického prostredia ich vzniku,
- typu, intenzity a následnosti metamorfných udalostí v jednotlivých komplexoch,
- z dešifrovania geotektonického prostredia generovania magmy.

Uvedené aspekty jednoznačne signalizujú nevyhnutnosť vypracovať novú koncepciu stavby kryštalinika Západných Karpát, ktorá by bola kompatibilná s koncepciami platnými pre staré komplexy okolných globálnych geologických jednotiek.

P. IVAN: Leptynitovo-amfibolitové komplexy európskych variscíd - litológia, metamorfóza, geochémia a genéza

Horniny utvorené striedaním acidných hornín (leptynitov s bázickými horninami - amfibolitmi) sú rozšíreným stavebným komponentom západoeurópskych variscíd. Problémy s ich identifikáciou, plošným rozšírením a vzájomnou koreláciou vyplývajú z terminologickej neujasnenosti a komplikovanej genézy týchto komplexov. Termín leptynit pôvodne označoval akúkoľvek jemnozrnnú horninu zloženú prevažne z granulovaného živca, sľudy a kremeňa. Novšie sa odporúča na označenie retrográdne metamorfovaných granulitov, resp. hornín podobných granulitom, pri ktorých však P-T podmienky metamorfózy nedosiahli typickú granulitovú fáciu. Ako leptynitovo-amfibolitový komplex (LAK) by sa mal označovať len komplex, v ktorom 1) v bázických horninách a s nimi asociujúcich kyslých horninách ortopôvodu a parapôvodu sú relikty vysokotlakových minerálnych asociácií, 2) bimodálna magmatická séria bola prevažne tholeiitická a podľahla aspoň jednej fáze metamorfnej premeny rozličnej intenzity, 3) v extenzných podmienkach orogénnej zóny sa bázický magmatizmus kombinoval s terigénnymi sedimentmi a 4) kde komplex súvisí s duktilnými hlboko založenými dislokačnými zónami. Tieto kritériá sa musia posudzovať komplexne. Horninové formácie označované ako LAK sú známe predovšetkým z francúzskeho Centrálneho masívu (Massif Central), z externých masívov kryštalinika Západných Álp, ale aj z moldanubika, poľského sudetika a z iných oblastí. Metabazalty leptynitovo-amfibolitových komplexov sú geochemicky blízke k N-MORB alebo E-MORB a často majú kumulátový charakter. Leptynity sa interpretujú ako plagioklasové metakumuláty, acidné metavulkanity, príp. ako metaklastiká. Bežne sa vyskytujú aj metaultrabazity. Časté sú javy migmatitizácie, resp. fylonitizácie. Geochemická charakteristika a početné relikty eklogitov a vysokotlakových granulitov podčiarkujú blízkosť LAK-ov ku granulitovo-eklogitovým komplexom zóny Ivrea (Západné Alpy) alebo Cabo Ortegal (sz. Španielsko), považovaných za odkrytých reprezentantov spodnej kontinentálnej kôry. Podobné vzťahy sú aj ku xenolitom spodnej kontinentálnej kôry v terciérnych alkalických bazaltoch strednej Európy. LAK-y vystupujúce v západoeurópskych variscidách by teda bolo možno interpretovať ako obnažený variský spodný kontinentálny kôru, spravidla postihnutú viacfázovou retrográdnou premenou.

D. HOVORKA, P. IVAN a Š. MÉRES: Nová koncepcia stavby fundamentu Západných Karpát

V súlade s členením predalpínskeho fundamentu Západných Karpát (Hovorka et al., 1992) vyčleňujeme:

1. leptynitovo-amfibolitový komplex (LACWECA)
2. staropaleozoický vulkanicko-sedimentárny komplex (EPAWECA)
3. paleozoické granitoidy (PAGWECA)
4. mladopaleozoický komplex (LAPWECA).

Základné horniny LACWECA (páskované amfibolity) predstavujú pôvodne spodnokôrový kumulátový komplex. Xenolity metaperidotitov a amfibolitizovaných eklogitov nevznikli frakčnou kryštalizáciou prekurzora LACWECA.

LACWECA je na svoje pôvodné nadložie (t. j. komplexy rekryštalizované v podmienkach strednej a vrchnej kontinentálnej kôry) nasunutý. Násun je variského veku s lokálnymi alpínskymi pohybmi. Násunovú líniu indikuje mocná zóna blastomylonitov a metamorfný skok. Násun je pozdĺž „hlavnej variskej násunovej plochy" („the main variscan thrust fault", „variszische Haupüberschiebungsfläche"). V tatridách a veporidách je potvrdené regionálne rozšírenie variskej inverznej metamorfnej zonálnosti, ktorá je podmienená prítomnosťou metamorfitov vysokého stupňa vo vrchnom, t. j. nasunutom komplexe, ktorého bázu tvorí LACWECA.

EPAWECA má pestrú horninovú náplň. Predbežné geochemické údaje poukazujú na pravdepodobný pôvod v prostredí zaoblúkového bazéna.

PAGWECA sa geochemicky podobajú granitu vulkanických oblúkov (Hovorka a Petrík, 1992). Úroveň ich umiestnenia a kontaminácia pôvodných tavenín horninami LACWECA a EPAWECA podmieňuje ich variabilné zloženie.

LAPWECA sa vyznačuje základnými znakmi molasových formácií. Charakter vulkanizmu dokumentuje oblasť deštrukčných okrajov platní.

Litologická náplň a metamorfný vývoj uvedených komplexov dokumentujú, že v súčasnom eróznom reze Západných Karpát vystupujú:

- komplexy generované v spodnej časti kontinentálnej kôry,
- komplexy rekryštalizované v strednej/vrchnej časti kontinentálnej kôry,
- komplexy reprezentujúce relikty oceánskej kôry zaoblúkových bazénov.

Š. MÉRES, D. HOVORKA a P. IVAN: Leptynitovo-amfibolitový komplex Západných Karpát - indikátor násunovej línie I. radu vo variscidách Západných Karpát

V kryštaliniku Západných Karpát vyčlenil Hovorka et al. (1992) leptynitovo-amfibolitový komplex (LACWECA). Predstavuje jeden zo štyroch základných komplexov predalpínskeho podkladu Západných Karpát. Tvoria ho leptynity, amfibolity a enklávy metaperidotitov a amfibolitizovaných eklogitov. Geochemické údaje

svedčia o tom, že ide o pôvodne kumulátový komplex kontinentálnej spodnokôrovej proveniencie. Jeho súčasná priestorová pozícia v nadloží metasedimentov svorovo-rulovej fácie a v podloží migmatitov a granitoidov v tatrickej a veporickej zóne umožňuje:

a) definovať inverznú metamorfnú zonálnosť v tatriku a veporiku,

b) definovať hlavnú násunovú líniu variscika v tatrickej a veporickej zóne Západných Karpát.

P. IVAN, Š. MÉRES a D. HOVORKA: Indície zaoblúkového riftingu v predpermskom období vývoja Západných Karpát

Geochemické štúdium metabazaltov v predpermských horninových komplexoch Západných Karpát v ostatných rokoch preukazuje dominantné zastúpenie typov blízkych obohateným bazaltom stredooceánskych chrbtov, resp. tholeiitom oceánskych ostrovov (E-MORB/OIT). Jedným z geodynamických prostredí, kde sa takéto bazalty objavujú, sú rané štádiá otvárania sa zaoblúkových bazénov. V rozvinutých štádiách ich postupne vystriedali normálne bazalty stredooceánskych chrbtov (N-MORB) a v bazéne sa vytvorila typická oceánska kôra. Geochemická charakteristika metabazaltov v predpermských komplexoch Západných Karpát v kombinácii s ďalšími geologickými údajmi indikujú, že 1. rakoveckú skupinu, 2. pezinsko-pernecký metabazitový komplex a 3. zlatnícky komplex („súvrstvie") dobšinskej skupiny možno pokladať za relikty kôry zaoblúkových bazénov. Kým v rakoveckej skupine sú zastúpené výlučne metabazalty typu E-MORB/OIT, zlatnícky komplex už obsahuje prechodný typ bazaltov zaoblúkových bazénov (BABB) a v pezinsko-perneckom komplexe sú metabazalty blízke typickým N-MORB. Uvedené horninové komplexy sa navzájom odlišujú metamorfnou históriou, ktorá v prípade rakoveckej skupiny a pezinsko-perneckého metabazitového komplexu má polyštádiový charakter a nevylučuje prepracovanie za vyššieho tlaku v subdukčnej zóne. Akákoľvek vzájomná korelácia komplexov nie je zatiaľ pre neujasnenosť vekových a tektonických pomerov možná.

D. HOVORKA a Š. MÉRES: Genéza Rtl+Gar+Cpx metabazitov Západných Karpát

V posledných rokoch sme zistili Rtl+Gar+Cpx metabazity v niekoľkých vrchoch tatrika a vo veporiku. Do úvahy o genéze týchto hornín prichádzajú nasledujúce možnosti:

a) Tieto horniny vznikli počas progresívnej metamorfózy (sprevádzanej dehydratáciou) v podmienkach vysokej amfibolitovej fácie. V prípade akceptovania tejto alternatívy nemožno vysvetliť zistenie, že metamorfóza (a dehydratácie) narastá do centra enkláv.

b) Rtl+Gar+Cpx metabazity vznikli počas regresívnej metamorfózy hydratáciou pôvodných „suchých" minerálnych asociácií granulitovej a eklogitovej fácie. V prospech tejto alternatívy svedčia nasledujúce zistenia:

- prítomnosť symplektitov Cpx+Hbl, Cpx+Plg a Hbl+Plg v centre,
- symplektity tvoria produkty rozpadu po pôvodnom tabuľkovom mineráli (omfacite),
- vypočítaná teplota okolo 700 °C a tlak 10 - 11 kbar z minerálnych dvojíc, ktoré predstavujú už produkt premeny,
- odlišné chemické zloženie oproti okolitému horninovému prostrediu,
- identické znaky s nerovnako intenzívne retrogresne rekryštalizovanými eklogitmi v kaledonidách Škandinávie a variscíd západnej a strednej Európy (Massif Central, masív Münchberg, moldanubikum Českého masívu).

Problémom, pre ktorý podľa tejto alternatívy nemožno dospieť k jednoznačnému genetickému určeniu, zostáva, že sme doteraz nezistili prítomnosť omfacitu, ale iba produkty rozpadu jeho tuhého roztoku (diopsid + kyslý plagioklas).

Š. MÉRES, P. IVAN, D. HOVORKA, M. PUTIŠ a M. KOHÚT: Geochémia metasedimentov Malých Karpát

Predbežné výsledky geochemického štúdia rozličných typov metasedimentov pezinskej, perneckej a dolianskej sukcesie Malých Karpát svedčia o tom, že:

- obsah REE z metasedimentov rôznych metamorfných zón závisí od pôvodného zloženia protolitu a nezávisí od stupňa metamorfózy,
- rozličné geochemické kritériá (K_2O/Na_2O, Al_2O_3/SiO_2, Eu/Eu^+, La_N/Yb_N, Σ SREE) dokumentujú, že protolit bol blízky drobe s nízkym až stredným obsahom kremeňa, ktorá sa často vyskytuje v zaoblúkových bazénoch,
- zdrojovou oblasťou sedimentov bola vrchná kontinentálna kôra.

P. IVAN a Š. MÉRES: Geochémia staropaleozoických metabazaltov kryštalinika Malých Karpát

Metabazity v kryštaliniku Malých Karpát majú charakter amfibolitov vyznačujúcich sa minimom zachovaných štruktúrnych znakov a silnou prevahou dlhostĺpikovitého amfibolu. Primárne zodpovedali: 1. gabrám, 2. rôznym typom doleritu, 3. metavulkanitom a 4. hyaloklastitom a tufom. Metamorfná premena mala viacštádiový charakter, čo sa prejavilo variáciami v minerálnych asociáciách aj v zložení amfibolu. V skupine metabazaltov sa na tomto základe predbežne rozlíšili: 1. prasinity, 2. zelenokamy, 3. amfibolity ovplyvnené kontaktnou metamorfózou a 4. amfibolity ovplyvnené regionálnou metamorfózou. Na základe štúdia chemického zloženia metabazaltov, najmä distribúcie REE a iných petrologicky významných „immobilných" stopových prvkov (Cr, V, Ti, Zr, Y, Th, Nb, Ta) možno rozlíšiť dva typy geochemicky blízke 1. normálnym bazaltom stredooceánskych chrbtov - N-MORB, 2. obohateným bazaltom stredooceánskych chrbtov - E-MORB. Typy N-MORB sú najrozšírenejšie a zodpovedajú im metabazalty tvoriace jednotný komplex spolu s metagabrami a menším množstvom zrudnených čiernych bridlíc. Metabazalty blízke typu E-MORB vystupujú výlučne v komplexe metasedimentov. Rozdielnosť v geochemickom type metabazaltov v kombinácii s geochemicky preukázaným jednotným typom klastických metasedimentov naznačuje potrebu revidovať litostratigrafické členenie kryštalinika Malých Karpát. Zdá sa, že tu v príkrovovej pozícii vystupujú dve jednotky - spodná, s prevahou klastík, a vrchná, majúca charakter nekompletných metamorfovaných ofiolitov.

Stratiformná a žilná mineralizácia v perme Západných Karpát

(13. mája 1993, SGS Bratislava)

I. ROJKOVIČ: Stratiformné zrudnenie v perme Západných Karpát

V permských horninách Západných Karpát možno odlíšiť nasledujúce typy stratiformného zrudnenia:

Cu-U mineralizácia (meďnaté pieskovce),

U-Ti-REE-Zr mineralizácia reprezentuje akumulácie ťažkých minerálov v pieskovcoch,

U-Cu-Pb zrudnenie v pieskovcoch so zvýšeným obsahom uhoľnateného rastlinného detritu,

U-Mo zrudnenie vo vulkanicko-sedimentárnych súvrstviach.

Významnejšie U-Mo zrudnenie v perme Západných Karpát vo vulkanicko-sedimentárnych súvrstviach Západných Karpát sa nachádza v perme gemerika na lokalitách Novoveská Huta,

Jahodná, Petrova hora, Matejovce a Rudňany a v perme tatrika v Považskom Inovci na lokalitách Kálnica a Selec. Stratiformné zrudnenie tvorí šošovky v rudonosných horizontoch, ktoré sú pretínané mladšou žilnou a žilníkovou U, Mo a Cu mineralizáciou. Hlavnými rudnými minerálmi sú uraninit, molybdenit, U-Ti oxidy a pyrit. Teplota homogenizácie nasvedčuje vzniku mineralizácie pri teplote od 95 do 190 °C.

U a Mo v rudách sprevádza zvýšený obsah Cu, Pb, Co a Y (REE). Obsah U a Mo v rude presahuje 0,1 hmot. %. Horniny sú chudobné na organické látky (väčšinou <0,2 hmot. %). Izotopové zloženie vykazuje široké rozpätie $\delta^{34}S$ od -32,7 do +2,7 a $\delta^{13}C$ od -27,1 do -0,5 ‰, čo nasvedčuje miešaniu meteorických roztokov s fluidami vulkanického pôvodu a je odrazom ich zložitej histórie.

Permské acidné vulkanity a ich tufy so zvýšenými obsahmi U a sprievodných prvkov sú potenciálnym zdrojom rudnej mineralizácie. Distribúcia U v nezrudnených a zrudnených horninách naznačuje jeho mobilizáciu vo vodonosnom horizonte a akumuláciu pod vplyvom procesov redukcie a adsorbcie v dôsledku miešania oxidických meteorických roztokov s redukčnými roztokmi z horúcich prameňov. Urán bol tiež akumulovaný adsorbciou Ti oxidmi a Fe hydroxidmi. Pôvodné stratiformné koncentrácie vznikli počas permu. Alpínske tektonicko-metamorfné procesy vytvorili štruktúry, na ktorých mohli cirkulovať hydrotermálne roztoky a došlo k remobilizácii uránu a vytvoreniu bohatších rúd. Neskoršími prejavmi alpínskych horotvorných pochodov a s nimi súvisiacej hydrotermálnej činnosti vznikla medená mineralizácia na žilných štruktúrach a v ich širšom okolí.

J. TURAN a L. TURANOVÁ: **Zvláštnosti minerálneho zloženia v polohách stratiformného barytu z oblasti Poráča**

V poslednom období pracovníci Železorudných baní v Rudňanoch objavili v ložiskovej oblasti Poráč tri stratiformné polohy barytu, konformne uložené v pestrých bridliciach permu a sprevádzané polohami sádrovca a strážanských konglomerátov.

Baryt týchto polôh sa do značnej miery líši od žilného barytu, najmä vyššou belobou a nižším obsahom škodlivých prímesí. Napriek tomu však flotačná úprava stratiformného barytu musela byť modifikovaná vzhľadom na zvýšenú koncentráciu ankeritu.

Karbonáty boli detailne vyhodnotené z hľadiska ich kvantitatívneho obsahu, ako aj príslušnosti k izomorfným radom dolomit - ankerit a magnezit - siderit. Bola stanovená frekvencia výskytu a priestorové rozmiestnenie uhličitanov v polohách barytu.

Detailne boli analyzované sprievodné minerálne asociácie vyvinuté v periférnych častiach barytových polôh. Z nich najdôležitejšie sú živce a turmalín, ktoré tvoria lokálne i samostatné zóny. Pre Na-živce, bohaté na inklúzie sádrovca a karbonátov, sú typické dvojčatné zrasty, vzácnejšie aj zrasty podľa zákona Rock-Tourné, čo je dôkazom ich diagenetického pôvodu. Idiomorfné zrná K-živcov vyskytujúce sa v súvislosti s tzv. exotickými brekciami, pripomínajú svojou morfológiou adulár. V každom prípade ide, podobne ako pri Na-živcoch, o nízkotermálne živce.

V. ŠUCHA: **Autigenéza ílových minerálov v sedimentoch permu Západných Karpát**

V študovaných jemných sedimentoch permu sme identifikovali tieto minerály: kremeň, illit, živec, chlorit, karbonáty, kaolinit, sadrovec, hematit, resp. pyrit. Kvantitatívne najhojnejším minerálom v študovaných horninách bol vo všetkých prípadoch illit. V ílovej frakcii sa koncentrovali okrem illitu ešte chlority a kaolinit. Detailnou charakteristikou najrôznejších kryštalochemických a štruktúrnych parametrov identifikovaných ílových minerálov sme sa pokúsili o opis sedimentárneho prostredia a následných postsedimentárnych premien.

Vyčlenili sme tri základné prostredia, v ktorých s najväčšou pravdepodobnosťou prebiehali odlišné procesy:

- Prostredie s evaporitmi, v ktorom predpokladáme prítomnosť Al-saponitu, Al-Mg montmorillonitu a kaolinitu ako východiskových minerálov pre následnú postsedimentárnu premenu.
- V prostredí bez evaporitov je možné predpokladať, že východiskovými minerálmi boli hlavne Al-Fe montmorillonit a kaolinit.
- Prostredie s vulkanickou činnosťou by bolo možné prirovnať k prostrediu bez evaporitov. Zároveň by sme tu mohli predpokladať výraznú prítomnosť zeolitov.

Na základe detailného sledovania základných parametrov identifikovaných ílových minerálov je možné vyčleniť dve základné skupiny sedimentov permu Západných Karpát líšiace sa stupňom postsedimentárnej premeny:

1. Skupinu sedimentov, ktorá bola jednoznačne postihnutá slabšou premenou. Zaraďujeme ju do štádia diagenézy. Tvoria ju sedimenty ipoltickej skupiny hronika. Teplotu postsedimentárnej premeny odhadujeme maximálne na 150 °C.
2. Skupinu sedimentov permu, ktorá bola postihnutá vyšším stupňom postsedimentárnej premeny - anchimetamorfózou, tvoria sedimenty krompašskej skupiny gemerika. Okrem nich do tejto skupiny zaraďujeme aj sedimenty permu južného gemerika, zemplinika, severného veporika a podložia Viedenskej panvy. Teplotu postsedimentárnej premeny odhadujeme na 200 až 250 °C.

V najvyšších štádiách diagenézy a v anchimetamorfóze sa rozdiely spôsobené odlišným prostredím a zdrojovým materiálom strácajú, preto je možné porovnávať stupeň premeny sedimentov navzájom aj bez ohľadu na faciálne odlišnosti.

M. HÁBER: **Genetické aspekty Fe dolomitovo-sulfidických žíl v perme severného gemerika**

Fe dolomitovo-sulfidické žily v perme severného gemerika sú hydrotermálne epigenetické. Zrudnenie sa viaže na štruktúry s absolútnou prevahou úklonu na J. Vznikli vo viacerých fázach alpínskeho orogénu. Pretínajú rôzne pestré súvrstvia permu vrátane U-Mo polôh a evaporitových horizontov. V priebehu alpínskeho orogénu sa niekoľkokrát aktivizovali (deformačné štádiá D_{1-3}).

Mineralizácia prebehla v dvoch štádiách - sideritovom a Fe dolomitovo-kremeňovo-sulfidickom.

Prvé štádium charakterizuje lokálny výskyt a minerálna asociácia typická pre sideritovo-sulfidickú formáciu Spišsko-gemerského rudohoria. Jej prieniky do evaporitového súvrstvia, ako aj úlomky žilnej výplne v mladších žilách svedčia o jej vzniku počas raných fáz alpínskeho orogénu. Vznikala zo stredne termálnych roztokov (160 - 200 °C).

V Fe dolomitovo-kremeňovo-sulfidickom štádiu sa vyčlenilo 5 mineralizačných období: kremeňová, Fe dolomitová, chalkopyritová, sideritovo-sulfidická a mobilizovaná. Všetky dostatočne zreteľne navzájom časovo aj štruktúrne oddeľuje intermineralizačná tektonika rozličnej intenzity ($D_2/s_{1,2,3}$). Zreteľne sa odlišujú minerálnym zložením, termalitou roztokov (T_{hom} = 95 - 190 °C), ich charakterom (7,1 - 17,2 hm % ekv. NaCl), izotopovým zložením S (-3,32 - -18,81 ‰), fugacitou O a S. Prejavila sa výrazná zmena fyzikálnochemických podmienok kryštalizácie minerálov v čase a v priestore. Kým na začiatku procesu prevládal alkalický charakter bikarbonátových strednotermálnych roztokov s vyššou fugacitou síry a izotopové zloženie síry v sulfidoch (pyrit, chalkopyrit) dosahovalo nižší podiel ľahšej síry, postupne sa alkalita a teplota roztokov znižovali, ich chemické zloženie sa menilo a zvyšovala sa fugacita kyslíka. Frakcionáciou pôvodného zloženia izotopov síry sa v mladších sulfidoch (tennantit) zvyšoval podiel ľahšej síry. Vznik mineralizácie sa spája s mladšími fázami alpínskeho orogénu. Keď totiž mobilizovaná U-Mo mineralizácia vznikala v rozmedzí 130 až 70 mil. rokov, musia byť hydrotermálne žily pretínajúce zrudnené polohy mladšie - alpínske, čo štúdiom modelového veku Pb galenitu zo žíl potvrdilo (115 - 70 mil. rokov).

Neskorými fázami alpínskeho orogénu sa obnovila dislokačná aktivita (D_3). Má porudnú povahu. Mineralizácia výplne štruktúr má mobilizovaný charakter a jej vznik môže byť až subrecentný.

Seminár Fyzikálne vlastnosti hornín a ich využitie v geológii, ekológii a geofyzike

I. VRUBEĽ a I. TÚNYI

28. - 29. júna 1993 sa na katedre aplikovanej a environmentálnej geofyziky Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave uskutočnil seminár Fyzikálne vlastnosti hornín a ich využitie v geológii, ekológii a geofyzike. Organizátorom tohto vedeckého podujatia bol Geofyzikálny ústav SAV Bratislava, katedra aplikovanej a environmentálnej geofyziky PFUK Bratislava a pobočka Baníckej spoločnosti pri GFÚ SAV Bratislava.

Seminár nadviazal na dlhoročnú tradíciu stretávania sa slovenských a českých odborníkov v problematike fyzikálnych parametrov hornín. Zúčastnili sa na ňom zástupcovia českých a slovenských vedeckých inštitúcií, vysokých škôl a prieskumných organizácií.

Na seminári sa zúčastnilo 35 odborníkov, odznelo 25 prednášok a 3 príspevky mali formu posterov.

Na seminári sa prezentovali najnovšie výsledky z meraní mechanických, elektrických, magnetických, tepelných, rádiometrických aj optických vlastností hornín a moderné postupy pri aplikácii originálnych prístrojov v geologickej praxi, v prospekcii nerastných surovín vrátane prieskumu na ropu a zemný plyn, ako aj v banskom priemysle.

Fyzikálne parametre hornín sú najdôležitejšími vstupnými údajmi pri interpretácii povrchovej, leteckej, banskej aj vrtnej geofyziky. Od presnosti ich určenia v mnohom závisí úspešnosť zvolených geofyzikálnych metód v geologickom prieskume a napokon aj efektívnosť vynaložených finančných prostriedkov.

Dôležitou súčasťou seminára boli ukážky nových strojnopočetných spracovateľských systémov.

Témy seminára možno zhrnúť do nasledujúcich oblastí: paleomagnetizmus a magnetické vlastnosti hornín - metódy ich skúmania a stanovovania, rádiometrické vlastnosti hornín - gama-gama karotáž, radónové riziko, fyzikálno-mechanické vlastnosti hornín - laboratórne skúmanie a meranie, geotermické vlastnosti hornín - laboratórne merania, merania termofyzikálnych veličín v laboratóriách a v praxi, termofyzikálne parametre hornín vybratých lokalít.

Z referátov seminára sa zostaví zborník. Formou „camera ready" ho roku 1993 vydá Geofyzikálny ústav SAV. Zborník iste bude pre odborníkov z oblasti geológie, ekológie, geofyziky a baníctva vhodným prameňom na čerpanie najnovších poznatkov a námetov ich profesijného zamerania.

Duktilné (plastické) strižné zóny vo vysokometamorfovaných horninách polostrova Kola

J. MADARÁS

Začiatkom arktického leta (15. - 26. júna 1992) zorganizoval Geologický inštitút Kolského vedeckého centra Ruskej akadémie vied medzinárodné stretnutie štruktúrnych geológov v meste Apatity na polostrove Kola. Cieľom takmer dvojtýždňovej akcie bolo podrobne sa priamo v teréne na vybratých študijných plochách oboznámiť s fenoménmi plastickej deformácie vo vysoko metamorfovaných horninách archaika a proterozoika baltického štítu.

Oblasť Voče-Lambiny (pri jazere Imandra, asi 35 km na Z od mesta Apatity) budujú dva hlavné komplexy kryštalinika.

Spodný infrakomplex zahŕňa tonalitický granodiorit, tonalitickú rulu a amfibolické dajky. Vek komplexu viaceré geochronologické metódy (U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd) stanovili na spodné archaikum (3,1 - 2,8 mild. rokov), čo korešponduje s podobnými výskytmi v susednom Fínsku. Tieto horniny patria na Kolskom polostrove medzi najstaršie. Infrakomplex poskytuje veľmi dobré možnosti na štúdium vzájomných vzťahov prienikov dajok, ich sukcesie, ale aj na štruktúrnu interpretáciu mullionových štruktúr a budináže.

Nadložný suprakomplex obsahuje páskované amfibolity, biotiticko-amfibolickú rulu, polymiktné metakonglomeráty a menšie telesá ultrabázik. Hlavnou štruktúrnou črtou je niekoľkonásobné opakovanie sa týchto typov nad sebou v podobe šupín, pričom staršie tektonické hranice, indikované zónami blastomylonitov, silná plastická deformácia dokonale kolmatovala. Vek komplexu sa stanovil na 2,6 - 2,8 mld. rokov.

Zo štruktúrneho hľadiska komplex poskytuje vynikajúce možnosti študovať stupeň deformácie konglomerátov, blastomylonitov a blastokataklazitov, plastických strižných zón mikroskopickej, mezoskopickej až makroskopickej mierky, lineácií naťahovania, S-C páskovaných štruktúr, „pinch and swell" štruktúr, jazykovitých vrás (sheath folds), vrás všetkých geometrických typov, variácií stupňa deformácie a správanie sa rigidných intruzívnych telies v procese plastickej deformácie. V obidvoch komplexoch bolo možno skúmať aj fenomény krehkej deformácie - pukliny a zlomy.

Druhou oblasťou záujmu bola Širokaja Salma na ostrove Rovatto v blízkosti Kolskej jadrovej elektrárne, asi 60 km na Z od Apatitov. V rozsiahlych plošných odkryvoch pri jazere Imandra vystupujú kyslé metavulkanity charakteru paleoryolitov, bielomorského komplexu spodného archaika, migmatitizovaná jemnopásikavá biotitická rula, páskované granatické amfibolity, relikty eklogitov a gabrá. Dokonalé veľkoplošné odkryvy spolu s mohutným zárezom cesty kolmo na štruktúry umožňujú priestorovo skúmať územie s veľkosťou 250 x 250 m. Na tejto modelovej ploche možno sledovať trendy deformácie od relatívne nedeformovaných hornín až po centrum strižnej zóny s veľmi vysokým gradientom strižného napätia.

Strižná zóna Širokaja Salma spolu s voče-lambinskou strižnou zónou patrí do systému laterálnych rámp strihu orientovaného na ZSZ, pozdĺž ktorého prebiehal subhorizontálny pohyb. Tieto laterálne rampy oddeľujú blok bielomorských hornín (južne od oblasti) od centrálneho kolského bloku (severne). Podľa dát z Voče-Lambiny mal systém laterálnych rámp (strižných zón) sinistrálny zmysel pohybu a centrálny kolský blok sa pohyboval od VJV na ZSZ.

Na záver stretnutia sa uskutočnila terénna exkurzia do zálivu Pečeguba jazera Imandra, 60 km na S od Apatitov. Prospekčnými prácami sa tu odkryli polohy zvrásneného páskovaného železitého kvarcitu zelenokameňového pásma vrchnoarchaického veku zvrásnené počas spodného proterozoika (strednoproterozoické mafické bázické dajky sú už potektonické, nedeformované). Železitý kvarcit je detailne zvrásnený s množstvom typických plastických strižných zón v šírke do 10 cm v zóne najsilnejšej deformácie. Nemenej zaujímavé sú aj metapsamity, pelity a kvarcity s vekom 2,7 mld. rokov, patriace medzi najstaršie sedimentárne horniny na Zemi.

Dionýz Štúr - geológ, botanik a vlastenec

Pred sto rokmi 9. októbra 1893 zomrel vo Viedni významný slovenský vedec Dionýz Štúr, zakladateľ geologického výskumu Slovenska. Tento múdry a skromný muž aj napriek národnostnému útlaku zostal verný svojmu národu a zaslúži si, aby sme si jeho životnú púť opäť pripomenuli.

Zakladateľ slovenskej geológie Dionýz Štúr sa narodil 2. apríla 1827 v Beckove v čase najtuhšieho politického útlaku slovenského národa, keď politici zúfali nad jeho ďalším osudom. Štúr však videl budúcnosť národa v činorodej práci a výskum prírodných surovinových zdrojov rodného Slovenska chápal ako vlasteneckú úlohu. Smutná skutočnosť ho neodrádzala, lež naopak, bola mu vzpruhou pri vytváraní diela trvalej hodnoty.

Gymnázium ukončil v Modre a evanjelické lýceum v Bratislave, kde sa zaujímal o botaniku a geológiu. Roku 1844 sa zapísal na viedenskú polytechniku, a študoval matematiku, fyziku a chémiu. Ako 18-ročný sa pokúšal zostrojiť lietadlo, ale jeho úsilie sa skončilo neúspešne. Vo Viedni navštevoval prednášky mineralóga prof. Wilhelma Haindingera a botanika prof. Štefana Endlichera, rodáka z Bratislavy a autora diela Flóra Slovenska. Haidinger si všimol Štúrovo mimoriadne nadanie a predpoklady na vedeckú prácu, a preto mu poskytol zamestnanie v múzeu Dvornej komory pre baníctvo a mincovníctvo. Dionýz Štúr ako 20-ročný publikoval vo Viedni svoju prvú vedeckú prácu o geologickom výskume okolia Bratislavy a Modry. Na Haidingerovo odporúčanie dostal štipendium a od roku 1847 študoval geológiu a baníctvo na Banskej akadémii v Banskej Štiavnici, ktorá bola v tom čase najlepšia v Európe. Navštevoval prednášky Samuela Mikoviniho, autora mnohých vynálezov a projektov na budovanie umelých jazier v okolí Banskej Štiavnice a Hodruše.

Po revolúcii roku 1849 vznikol vo Viedni Ríšsky geologický ústav, ktorého cieľom bol geologický výskum územia ríše. Jeho prvý riaditeľ prof. Haidinger pozval roku 1850 - pre zmýšľanie prenasledovaného - Dionýza Štúra do služieb ústavu, čo bolo uznaním vedeckých kvalít mladého prírodovedca. Od svojho nástupu sa D. Štúr intenzívne zúčastňoval na výskumnom programe ústavu, najmä pri zostavovaní prvých geologických máp rozličných oblastí Rakúsko-Uhorska. V rokoch 1852 až 1856 geologicky zmapoval rakúske Alpy, Štajersko a Korutánsko, pričom si nevšímal len geologické osobitosti, ale aj vplyv geologického prostredia na výskyt a stavbu rozličných druhov rastlín, najmä rodu Draba a Astrantia. Prvú obsiahlu botanickú prácu Príspevok k poznaniu flóry v oblasti Lungau v Rakúsku uverejnil roku 1855. Poukázal v nej na menlivosť rastlinných foriem a nestálosť rastlinných druhov pod vplyvom prostredia. Viac ako jedenásť rokov zbieral rastlinku Draba verna (chudôbka jarná) a jeho zbierka je najúplnejšia na svete. Okrem množstva kratších prác uverejnených v rokoch 1856 až 1860 napísal rozsiahle monografické dielo o drabách, a vydal ho roku 1861. Nezávisle od Ch. Darwina dokázal, že premenlivosť rastlinných druhov závisí od životných podmienok a prostredia. V diele O vplyve pôdy na rozšírenie rastlín (1856), ktoré poslal aj Ch. Darwinovi, od základov vyvrátil názory jedného z najlepších botanikov tej doby Francúzska Alphonsa de Candolle a dokázal, že fyzikálne a chemické zloženie pôdy má veľký vplyv na geografické rozšírenie rastlinných druhov. Dielo vyšlo dva roky pred Darwinovým O vývoji druhov. To zabezpečilo Dionýzovi Štúrovi trvalé miesto v botanických vedách nielen v Európe, ale aj vo svete. Monografiou o drabách sa stal členom moskovskej a francúzskej prírodovedeckej spoločnosti. Dionýz Štúr nebol len suchopárny teoretik, ale svoje poznatky z botaniky prenášal do praxe pri zalesňovaní a hnojení chudobných pôd.

Roku 1875 Dionýz Štúr geologicky zmapoval východnú Moravu a okolie Tábora, a zoznámil sa tam s vynikajúcim českým geológom dr. Janom Krejčím a botanikom Emanuelom Purkyňom, s ktorými celý život udržiaval priateľstvo. Od roku 1858 pracoval na Slovensku pri mapovaní povodia Váhu, Nitry a okolia Žiliny. Výsledky výskumu uverejnil v prvej veľkej súbornej práci o geológii Slovenska roku 1860. Pri výskumnej práci na Slovensku si zaškolil spolupracovníkov, ktorí mu dobrovoľne pomáhali, tak založil akúsi prírodovedeckú školu amatérov a sám ju viedol. Jedným z nich s maliarom J. B. Klemensom robil výskum Rosutca, Malej Fatry a zemetrasenia, ktoré 15. januára 1858 postihlo Žilinu. Okrem geológie sa Štúr zaoberal aj paleontológiou a prácami, ktoré publikoval hlavne zo Slovenska po roku 1870, sa zaradil medzi najlepších paleontológov svojej doby. Roku 1862 v časopise Sokol, ktorý redigoval jeho priateľ z detstva Viliam Pauliny-Tóth, uverejnil Geologicko-geografickú osnovu polohopisu Slovenska, v ktorej na morfologickom a geologickom základe rozdelil Západné Karpaty na šesť celkov, čo v zásade platí podnes. V „osnove", ktorá podľa predstáv Dionýza Štúra mala byť náhradou za dovtedy nejestvujúcu mapu (zemevid) Slovenska, píše:" ... ukáž, dokáž, že národ tvoj nejde živoriť, nejde hlivieť, nejde upadnúť ..." Jeho želaním v spolupráci s Maticou slovenskou bolo vydať mapu Slovenska v slovenčine. Aj napriek tomu, že Štúr na nej začal pracovať, zámer sa neuskutočnil.

V rokoch 1861 až 1862 pracoval Štúr v Dalmácii, Chorvátsku a Slovinsku a študoval tam krasové útvary. Názvy pre ne preberal od miestnych obyvateľov a táto „štúrovská" krasová terminológia platí dodnes nielen u nás, ale aj vo svete. Skúsenosti z krasových oblastí na Balkánskom polostrove použil pri geologickom opise občasného prameňa Stratená v Slovenskom krase (1866). Roku 1865 robil geologický výskum švajčiarskych Álp a všimol si, že Alpy a Karpaty majú podobnú geologickú stavbu, a preto museli vzniknúť rovnakým spôsobom. Za vynikajúci postreh a nezlomnú húževnatosť v práci ho roku 1867 vymenovali za banského radcu a o šesť rokov neskôr za hlavného geológa viedenského geologického ústavu. Úspechy, po ktorých vždy túžil, ho neoslepili, ale skôr povzbudili. S chorľavým a preťaženým srdcom sa pustil do geologického výskumu banských revírov Smolník a Gelnica a sprašových sedimentov na južnom Slovensku, o ktorých správne predpokladal, že vznikli činnosťou vetra. Od roku 1870 intenzívne študoval bohatú flóru karbónskych uhoľných ložísk v Čechách a spracoval ju tak dôkladne, že môže byť vzorom aj pre súčasných fytopaleontológov. Nie je náhoda, že tieto práce mu zabezpečili svetovú povesť. Po úspechu s karbónskou flórou, využívajúc bohaté skúsenosti botanika, postupne spracoval flóru silúru, devónu, permu, mezozoika a terciéru. Okrem toho v spolupráci s priateľom banským lekárom a spisovateľom Gustávom Kazimírom Zechenterom-Laskomerským geologicky skúmal okolie Kremnice. Nedbajúc na srdcovú chorobu a vedený zásadou, že „efeméme sa rýchlo stratí z povrchu zemského, my však chceme vytvoriť niečo také, čo by ešte aj našim deťom mohlo slúžiť ako vodidlo", pokračoval v práci. Roku 1877 Dionýza Štúra, hoci bol Slovák, vymenovali za zástupcu riaditeľa ústavu, roku 1879 za hlavného banského radcu ústavu a roku 1885 za riaditeľa Ríšskeho geologického ústavu vo Viedni, čím dosiahol vrchol svojej vedeckej dráhy. Roku 1890, keď ho zhoršená srdcová choroba a reumatizmus vyhnali na liečenie do rôznych kúpeľov, sa začal zaujímať o hydrogeológiu. Roku 1891 vyšla jeho posledná práca geologická mapa Viedne a okolia v mierke 1:75 000. Začiatkom septembra 1872 pre nemoc, ale s rytierskym radom Kríž Leopolda odišiel z ústavu, kde pracoval 42 rokov. Osud mu odpočinku nedoprial a v pondelok 9. októbra 1893 vo Viedni vo veku 67 rokov zomrel. Vo svojom testamente ako v povzbudzujúcom vlasteneckom odkaze poukázal 1.5 000 zlatých na štipendium pre chudobných slovenských chlapcov, ktorí sa vzdelanú študovať prírodné vedy. Pochovali ho 11. októbra 1893 na viedenskom cintoríne.

Dionýz Štúr napísal okolo 350 vedeckých prác, dostal za ne veľa uznaní a vyznamenaní v mnohých európskych krajinách. Jeho diela

sú dôstojnými pomníkmi jeho veľkej osobnosti a ozdobou slovenského národa, ktorý mal rád, veril mu a v najťažších časoch mu všemožne pomáhal. Jeho odkaz naplnila výchova nových generácií slovenských geológov a prírodovedcov, vybudovanie moderných špecializovaných výskumných a prieskumných organizácií a výsledky, ktoré dosiahli. Jednu z nich v Bratislave 9. októbra 1953, v deň 60. výročia jeho smrti, premenovali na Geologický ústav Dionýza Štúra. Jeho meno nesie aj medaila, ktorú udeľuje Slovenská akadémia vied prírodovedcom za vynikajúce vedecké práce. Aj to dokazuje, že malý národ nezabúda na svojho veľkého syna.

P. Malík

Prof. dr. Jozef Zemann sedemdesiatročný

25. mája 1993 sa v plnom zdraví dožil sedemdesiatky významný mineralóg Rakúska a Európy prof. dr. Jozef Zemann. Jubilant žije vo Viedni a napriek tomu, že je od roku 1989 na dôchodku, jeho aktivita zostáva vysoká a príkladná.

Patrí medzi veľkých priateľov slovenských geológov a mineralógov a má s nimi dlhoročný tesný kontakt, a to či pracujú v Slovenskej akadémii vied, na Univerzite Komenského, v Geologickom ústave D. Štúra, či v Rudných baniach, Železorudných baniach, v Slovenských magnezitových závodoch, alebo inde.

V uplynulých dvadsiatich rokoch veľa ráz navštívil Bratislavu, na pôde jej vedeckých inštitúcií, ako aj v Slovenskej geologickej spoločnosti predniesol rad hodnotných a zaujímavých prednášok zo svojej bohatej vedeckej činnosti. Na druhej strane mnohí naši geológovia, mineralógovia a geochemici využili osobný kontakt a pozvania prof. Zemanna do Ústavu mineralógie a kryštalografie Univerzity vo Viedni, kde sa v spolupráci s ním alebo s jeho asistentmi (dnes už profesormi a docentmi alebo praktickými geológmi v rakúskych baniach a v iných ustanovizniach) mali možnosť predstaviť ako slovenskí odborníci geologicko-mineralogickej verejnosti Rakúska. Plodná spolupráca pomáhala nielen popularizovať vedecké poznatky a výsledky práce rakúskych a slovenských odborníkov od sedemdesiatych rokov, ale už v ére „normalizácie" otvárala aj našim geologicko-mineralogickým vedám cesty do sveta.

Prof. Zemann svojím srdečným a bezprostredným vzťahom k Slovensku (čomu v nemalej miere prispela i jeho pani - pôvodom zo Slovenska) sprístupňoval našim odborníkom západnú vedu a nové výskumné metodiky z oblasti mineralógie, kryštalografie, kryštalochémie, syntézy minerálov, ich geochémie ap. Má na to aj dobré osobné a rečové predpoklady. Jeho predkovia po otcovi pochádzali z Čiech a hovorí aj po rusky. Prof. J. Zemann sa narodil 25. mája 1923 vo Viedni a tam vychodil základnú aj strednú školu. V rokoch 1941 - 1945 študoval na Viedenskej univerzite mineralógiu a kryštalografiu u známeho profesora Machatschkého, uňho roku 1946 aj promoval a dosiahol doktorát.

Na Viedenskej univerzite pôsobil ako asistent a docent do roku 1951. Potom svoju vedeckú činnosť zdokonalil v USA na Massachusetskom inštitúte technológie u prof. Buergera. Po návrate z USA pôsobil ako suplujúci a neskôr ako riadny profesor mineralógie a kryštalografie na Univerzite v Göttingene v Nemeckej spolkovej republike. Tam sa roku 1963 stal riadnym profesorom a pôsobil do roku 1967. V tom čase bol vedúcim ústavu mineralógie a kryštalografie tejto univerzity.

Od roku 1967 do roku 1989 pôsobil ako vedúci Ústavu mineralógie a kryštalografie Univerzity vo Viedni, kde pod jeho vedením vyrástol rad odborníkov (prof. Götzinger, prof. Beran atď.), ktorí pokračujú nielen vo vedeckej práci, ale aj v plodných kontaktoch s bratislavskými geológmi a mineralógmi.

Vedecká činnosť prof. Zemanna zahŕňa široké pole chémie kryštálov a minerálov, ako aj anorganickej hmoty, pričom používa najmodernejšie metódy výskumu: rtg mineralógiu, neutrónovú difrakciu, spektrografiu, hlavne ultračervenú, stanovovanie energie kryštálov, syntézu minerálov a špeciálnu geochémiu mriežkových konštánt a mriežok.

Napísal viac ako desať veľkých kryštalochemických a kryštalografických prác, ktoré vyšli v Nemecku, Rakúsku, v bývalom Sovietskom zväze, Francúzsku a v Taliansku. Bol jedným zo spoluautorov svetoznámej série Handbook of Geochemistry, redigovanej K. H. Wedepoholom. Do tohto diela napísal state o uhlíku, medi, seléne a telúre.

Sám alebo s mnohými svojimi žiakmi a spolupracovníkmi napísal vyše sto článkov venovaných kryštálovej chémii, kryštálovým štruktúram, absorpcii, chemickému zloženiu, geometrickým a elektrostatickým prepočtom, mriežkovým konštantám, pleochroizmu a ďalším fyzikálnochemickým vlastnostiam. Tieto metódy využil na identifikáciu mnohých zriedkavých a nových minerálov temer všetkých kovových a nekovových prvkov, a to počínajúc všeobecnými a farebnými kovmi (Fe, Cu, Bi, Pb, Zn, Mo, Ni, Sn, Be, Ag, Hg, W, Ba, As) cez minerály stopových prvkov a vzácnych zemín (Ge, Tl, Li, Te, B, Rb) až po všeobecné nerudné prvky (Si, Na, K, N, Ca, Mg, C, Cr, Ti, F, Zr).

Medzi vzácne a zriedkavé minerály, ktoré prof. Zemann študoval patrí napr. schafarzikit, petalit, koechlinit, langbeinit, Li karbonáty, löweit, stoffit, lorandit, litiumfosfát, botryogén, cotunnit, teneit, telurit, bixbyit, euklas, bukowit, carlfriesit, buetschliit, eitelit, machatschkiit, thulmasit, koloit, caratit, sellait, tunisit, krausit, brunkit, yapsoaleit atď.

Modernými metódami bádal aj rad klasických minerálov z kysličníkov, karbonátov, silikátov, síranov, sírnikov, fosforečnanov ap. Výsledky štúdia publikoval najmä v rakúskych a nemeckých periodikách, ale aj v ruských, bulharských, kanadských, amerických a i. časopisoch.

Za bohatú vedeckú činnosť jubilant bol a je členom mnohých vedeckých spoločností: Rakúskej akadémie vied, Akadémie vied v Göttingene, Akadémie vied v Catanii (na Sicílii). Je čestným členom Maďarskej akadémie vied a senátorom Nemeckej akadémie prírodovedcov Leopoldina, Mineralogickej spoločnosti USA, Rakúskej mineralogickej spoločnosti, Mineralogickej spoločnosti Sovietskeho zväzu a Mineralogickej spoločnosti Poľska a Mineralogickej spoločnosti Nemecka.

Za výskum v Rakúsku a Nemecku dostal rad vyznamenaní.

Slovenská geologická spoločnosť a mineralógovia všetkých ustanovizní na Slovensku želajú prof. Jozefovi Zemannovi ešte dlhé roky života a tešia sa, že kontakt s nimi bude tento vzácny človek a vedec udržiavať a rozširovať aj naďalej.

J. Ilavský

RNDr. Ján Valach a súčasná slovenská geológia

Keď ľudia prichádzajú na svet, ich blízki sa radujú, keď z neho odchádzajú, ich blízki smútia. Je to prirodzené, vždy to tak bolo, je a bude.

V knihe odvekých ľudských múdrostí židovského národa, v Talmude, je zaujímavá myšlienka. Podľa nej by sme mali smútiť, keď človek na svet prichádza, veď ešte nevieme, aký osud ho čaká, aký bude jeho prínos spoločnosti. Keď zo sveta odchádza človek, ktorý svoju úlohu čestne splnil, ktorý podľa svojich možností prispel do mozaiky ľudskej histórie, nemali by sme podliehať pesimizmu. Človek síce odchádza, ale výsledky jeho práce zostávajú, sú večné, a tým sa stáva nesmrteľným.

17. októbra uplynulo už 15 rokov od odchodu dlhoročného pracovníka Geologického prieskumu RNDr. Jána Valacha. Smútok prebolel

a my sa môžeme zamyslieť nad tým, čo ako človek a geológ nám a našej geológii priniesol, čo je z jeho odkazu stále aktuálne, čo sa máme od neho práve v súčasnosti učiť.

RNDr. Ján Valach sa narodil 18. decembra 1928 v Tuhári pri Lučenci. Na lučenskom gymnáziu roku 1949 zmaturoval a v rokoch 1949 až 1953 študoval geológiu na terajšej PFUK v Bratislave. Po úspešných štúdiách v rokoch 1953 až 1956 pôsobil ako asistent a odborný asistent na katedre mineralógie a petrografie na Bratislavskej univerzite, roku 1956 odišiel pracovať ako petrograf na vtedajší Ústav stavebnej geológie v Žiline. Po reorganizácii rezortu geológie roku 1958 prešiel RNDr. J. Valach do Geologického prieskumu, ktorý vtedy sídlil v Turčianskych Tepliciach. Tu bol roku 1959 odborným geológom a v rokoch 1959 až 1961 geologickým námestníkom podnikového riaditeľa. V rokoch 1961 až 1962 bol vedúcim geológom závodu Geologického prieskumu Nová Baňa, v rokoch 1962 až 1967 vedúcim odbornej skupiny neovulkanitov v Turčianskych Tepliciach, kde od roku 1967 až do roku 1971 súčasne vykonával funkciu vedúceho geologického strediska. Roku 1971 prešiel RNDr. J. Valach na geologickú oblasť do Banskej Bystrice, a tam až do svojho odchodu viedol odbornú skupinu neovulkanitov. Prehľad jeho odbornej a publikačnej činnosti je v článku jeho blízkeho dlhoročného spolupracovníka RNDr. Miroslava Slavkaya v 3. čísle časopisu Mineralia slovaca roku 1979.

RNDr. Ján Valach okrem počiatočných prác venovaných odbornej problematike kryštalinika a publikovaných v odborných časopisoch v rokoch 1954 až 1956 celú svoju odbornú činnosť zameral na oblasť stredoslovenských neovulkanitov. Doménou jeho práce - okrem vykonávania vedúcich a organizačných funkcií - bola petrografia neovulkanitov a ložisková geológia.

Dnes, keď otvárame odborné rokovanie zamerané na otázky metalogenézy a prognózy veporíd a jadrových horstiev, je vhodná príležitosť pripomenúť si činnosť a výsledky práce nášho spolupracovníka, ktorý sa neovulkanitom venoval. RNDr. J. Valach mal totiž vlastnosti, ktoré výrazne presahovali rámec jeho odbornej a geografickej pôsobnosti. Bol výborným organizátorom a vedel svojich spolupracovníkov, hlavne mladších, nadchnúť pre geológiu. Bol skúseným diagnostikom a metodikom, pre ktorého bolo sledovanie a zavádzanie nového do výskumu a života samozrejmou súčasťou jeho práce. Bol pracovníkom, ktorý teoretickým výskumom cieľavedome sledoval praktické ciele, vyhľadával nerastné suroviny. Aká to vzácna vlastnosť, ktorá nám v súčasnosti často chýba!

Mal som česť spolupracovať s RNDr. Jánom Valachom od roku 1965 až do jeho odchodu. V mnohom sa pokladám za jeho žiaka, za mnohé mu vďačím, odborne aj osobne. Pokúsim sa priblížiť niektoré výsledky jeho pôsobenia, ktoré sú pre nás práve v ťažkom období transformácie hospodárstva mimoriadne aktuálne.

Pripomeňme si odbornú konferenciu O problémoch vyhľadávania rudných ložísk, ktorú RNDr. J. Valach zorganizoval a 8. až 10. decembra 1965 v Turčianskych Tepliciach viedol. Jej výsledky v podobe uzáverov a odporúčaní podčiarkli prvoradý prospekčný význam oblasti stredoslovenských neovulkanitov a na dlhé roky stanovili hlavné zameranie prieskumných prác v územiach Slovenska budovaných neovulkanitmi.

RNDr. J. Valach sa zaslúžil o organizovanie a uskutočnenie radu odborných seminárov, exkurzií a pracovných rokovaní. Venoval im mnoho času, úsilia a často aj vlastné finančné prostriedky. V tejto súvislosti si pripomíname odborný seminár O perspektívach Javoria a Poľany v máji roku 1976 vo Zvolene, keď v záujme zvýšenia pozornosti kompetentných týmto oblastiam do úspešného a atraktívneho priebehu exkurzie zapojil doslova všetkých občanov širokého okolia Vígľaša, od starostov až po lazníkov.

Spomenul som, že charakteristickou črtou RNDr. J. Valacha bolo štúdium a využívanie nových, moderných pracovných metodík. Už roku 1962 zorganizoval a uskutočnil rozsiahle šlichovacie práce v oblasti Poľany, ktorých výsledky azda ani dnes nie sú ešte docenené. Často počuť, že nemožno efektívne pracovať pre nedostatok finančných prostriedkov. Niekedy je to pravda, niekedy nie. Často sa za tým skrýva naša pohodlnosť, pretože nie všetko efektívne musí byť nevyhnutne aj drahé. V tejto súvislosti si spomínam - a je to aktuálne práve dnes, keď sa naliehavo ukazuje potreba geologického mapovania a nastáva renezancia Mente et Maleo, že RNDr. J. Valach vždy dôsledne presadzoval geologické mapovanie ucelených území väčšími skupinami zainteresovaných geológov v podobe týždňových aj dlhších pobytov priamo v teréne a v spolupráci s inými organizáciami, konkrétne s GÚDŠ.

Nedávno som listoval v jednom z posledných projektov RNDr. Valacha, v prvej fáze vyhľadávacieho prieskumu na určenie rudného potenciálu Poľany. Návrh metodiky, ktorý autor predložil (od geologického mapovania, hydrogeochémie, metalometrie, litogeochémie, štúdia sekundárnych premien hornín, geofyziky až po plytké orientačné vrty na overenie anomálií), je v úplnom súlade so súčasnými požiadavkami na metodiku geologickoprieskumných prác. Škoda, že sa tento projekt vtedy nerealizoval.

Projekty a záverečné správy RNDr. J. Valacha vždy boli nielen na vysokej odbornej úrovni, ale je príznačné, že ich štylistická úroveň zakaždým prevyšovala vtedajší aj terajší priemer. Aj tu sa máme čo učiť, a to nielen v našich projektoch a záverečných správach, ale aj na stránkach odborných časopisov, kde sa často, nezriedka i pod vplyvom necitlivej jazykovej úpravy redakcií, štýl článkov rozličných autorov podobá ako vajce vajcu.

Najvýznamnejšie praktické výsledky dosiahol RNDr. Ján Valach svojimi prácami v Kremnických vrchoch, v Javorí a vo Vtáčniku. Prospekčné námety, zámery a predpoklady už na Javorí a vo Vtáčniku nestačil uskutočniť, neúprosný osud mu v tom zabránil. V súčasnosti, keď sa rudné rajóny Slovenska prehodnocujú hlavne z hľadiska možnosti výskytu netradičných typov rudných a nerudných mineralizácií, sú výsledky jeho prác v oblasti stredoslovenských neovulkanitov cenným podkladom, z ktorého musíme vychádzať pri základnom geologickom výskume aj prieskume.

V tom je a vždy bude hlavný prínos jeho práce v prospech objavovania a rozširovania nerastného potenciálu Slovenska. Z hľadiska jedného ľudského života to nie je málo, a preto, keď si pripomíname pamiatku nášho učiteľa, spolupracovníka a priateľa, nebuďme smutní, veď RNDr. Ján Valach si svoju úlohu na tomto svete bez zvyšku splnil.

J. Knésl

Docent RNDr. Jaromil Húsenica sa dožíva sedemdesiatin

Docent RNDr. Jaromil Húsenica sa narodil 19. novembra 1923 v Liptovskej Porúbke. Myšlienka stať sa prírodovedcom geológom v ňom dozrela v poslednom ročníku na Gymnáziu v Liptovskom Mikuláši, kde roku 1943 zmaturoval. Vzorom mu bol aj jeho profesor, nestor slovenskej geológie Ján Volko Starohorský. Mocný záujem o prírodné vedy zaviedol Jaromila Húsenicu na Prírodovedeckú fakultu v Bratislave a tam roku 1949 svoje štúdiá ukončil.

Po absolvovaní univerzity jubilant v súlade s vtedajšou spoločenskou situáciou, ktorá žiadala priamu aplikáciu teoretických poznatkov v praxi, nastúpil ako geológ Československých stavebných závodov do Dopravných stavieb vo Zvolene, odkiaľ ho, aby lepšie zužitkoval svoje poznatky, roku 1950 preložili do ČSSZ do Špeciálneho prieskumu v Žiline (predchodcu IGHP). Tu sa venoval najmä komplexnému poznávaniu geologického vývoja území určených na výstavbu sústavy vodných diel na Váhu (Nosice, Krpeľany - Sučany - Lipovec, Hričov - Mikšová - Považská Bystrica, Skalka pri Trenčíne), Hornáde (Ružín a nerealizované vodné dielo Hrabušice), ako aj na Slatine pri Bučine vo Zvolene. Veľa pozornosti v tomto smere venoval vypracúvaniu posudkov stavenísk rozličných priemyselných závodov (drevokombinátu Bučina Zvolen, hlinikárne v Žiari nad Hronom, hutného kombinátu v Košiciach, PPS v Detve, ZŤS v Martine, turbocentrály v Ze-

mianskych Kostoľanoch, Severoslovenských celulózok a papierní v Ružomberku, preglejky v Žarnovici, železničného prekladiska v Čiernej nad Tisou, cementárne v Banskej Bystrici, železničného dvojkoľajového tunelu Rolova Huta - Ružín a i.). Od začiatku roka 1950 do konca roka 1952 vypracoval 97 odborných geologických posudkov a neskôr ešte ďalších skoro 100 podobných posudkov.

Roku 1952 obhájil dizertačnú prácu Geológia priľahlého územia medzi horným tokom Nitry a Turca, ktorej súčasťou bola aj nová geologická mapa v mierke 1:25 000.

Po roku 1952 doc. RNDr. J. Húsenica už nastálo zakotvil na Vysokej škole lesníckej a drevárskej vo Zvolene (dnes Technická univerzita) a pôsobil tam až do odchodu na dôchodok roku 1990. Na tomto pracovisku roku 1960 obhájil habilitačnú docentskú prácu Minerálna sila materských hornín lesných pôd na Slovensku, ktorá vyšla tlačou v SAV roku 1964.

Jubilant má za sebou nielen dosť rozsiahlu vedeckú tvorbu a publikačnú činnosť, ale aj jeho pôsobenie ako pedagóga na VŠLD si zaslužuje vysoké hodnotenie. Aj on sa významne zaslúžil o to, že rok čo rok z VŠLD odchádzali dobre odborne vzdelaní a k ľudskej statočnosti vychovaní mladí lesní inžinieri, niekedy aj vedeckí ašpiranti. Na názorné vyučovanie lesníckej geológie viac rokov zbieral a inštaloval bohaté zbierky hornín a nerastov, najmä z územia Slovenska.

Neoddeliteľnou súčasťou činnosti jubilanta na VŠLD bola i organizačná práca. V rokoch 1969 - 1971 vykonával funkciu prodekana Lesníckej fakulty VŠLD, od roku 1952 do roku 1956 viedol ústav pedológie a geológie a od roku 1956 do roku 1960 katedru botaniky a pedológie. Roku 1969 - 1970 bol dočasným vedúcim katedry pedológie a geológie.

Nemožno nespomenúť účasť jubilanta na zahraničných (v bývalej NDR a v Poľsku) aj domácich konferenciách (napr. o neovulkanitoch Poľany a pod.) a na sympóziách, kde svojimi referátmi vyšliapával chodníky aplikovanej geológii, najmä v smere minerálnej sily materských hornín, a to lesných pôd slovenských Karpát.

Dosť rozsiahla a výrazne funkčná je publikačná činnosť jubilanta. Ide najmä o tlačou vydané skriptá Lesnícka geológia (roku 1954, 1955, 1979 a 1984). Je aj spoluautorom skrípt Fyzický zemepis v tvorbe a ochrane krajiny (1970) a skrípt Ochrana a tvorba krajiny, časť I (1981). Z hľadiska bibliofílie je vzácna prvá federálna učebnica Lesnícka geológia, ktorú s prof. dr. J. Stejskalom a kolektívom napísal roku 1968 (vyšla v SZN v Prahe).

Docent RNDr. J. Húsenica veľmi aktívne doteraz pracuje v oblasti ochrany prírody a životného prostredia. Vychádza pritom zo všestrannejšieho a dokonalejšieho pozuania ekológie krajiny. Z tejto problematiky publikoval 32 väčších prác a článkov. Niektoré uverejnil v rozličných denníkoch a smelo v nich upozorňoval na nesprávne postupy pri využívaní prírodného bohatstva krajiny, najmä lesnej. Mimoriadne mu k srdcu prirástla dávno vyhasnutá sopka Poľana a jej okolie, ktoré v oblasti Kysliniek zmapoval. V letných mesiacoch roku 1947, 1948 a 1949 geologicky mapoval širšie okolie Rokoša a Kláštorských hôr ako externý spolupracovník Geologického ústavu Dionýza Štúra. Práce jubilanta majú dobrý ohlas aj v zahraničí.

Všestranne rozvinutá aktivita jubilanta ho predstavuje komplexne ako pedagóga a vedca, ktorý sa značnou mierou zaslúžil o rozvoj praktickej geológie u nás. Pritom treba podčiarknuť, že sa do geológie zapísal ako človek milujúci svoju profesiu, ale aj ako človek, u ktorého v systéme hodnôt dominuje stála úcta k druhým, rešpektovanie názorov iných, vytváranie atmosféry pokoja a spolupráce. Ani na dôchodku sa jeho aktivita neukončila. Venuje sa otázkam životného prostredia, a to vplyvu človeka na prírodu vôbec a lesnú krajinu zvlášť, napr. v monografii o Valaskej a meste Zvolen (v kolektívnej spolupráci). Aj naďalej je životným krédom jubilanta nepremárniť čas žitia a byť užitočným domovine.

Pri životnom jubileu doc. RNDr. Jaromila Húsenicu čo najsrdečnejšie pozdravujeme a ku gratulácii pripájame želanie pevného zdravia, osobného šťastia a tvorivej pohody.

I. Vaškovský

Terminologický stĺpček

Termíny so zloženými prídavnými menami

Tvorenie slov skladaním čiže kompozíciou je v spisovnej slovenčine oveľa zriedkavejší postup ako v niektorých iných jazykoch, napr. v angličtine a nemčine, ale v odborných geologických alebo mineralogických textoch sa zložené prídavné mená vyskytujú pomerne často. Nezriedka bývajú aj dlhšie, ťažkopádnejšie, a preto si ich rad autorov skracuje. Otázka je, či možno takýto postup pokladať za korektný.

Z odborných geologických a mineralogických článkov, ale najmä z rukopisov určených na publikovanie sme vypísali niekoľko slovných spojení so zloženými prídavnými menami, ktoré sú skrátené nenáležite, a preto sa do spisovného textu nehodia. Sú to napr. spojenia: *kremeň-apatitová ruda, kremeň-antimonitová ruda, kremeň-scheelit-biotit-epidot-zoisitová mineralizácia, kremeň-ankerit-sideritová žila*. Podobných dokladov by sa dali uviesť desiatky.

Z príkladov je zrejmé, že sa v nich porušuje to, čo súvisí s flektívnosťou slovenčiny, ktorá sa ako najnápadnejšia typologická črta prejavuje aj tak, že sa prídavné mená formou nápadne odlišujú od podstatných mien, ale aj od iných slovných druhov, napr. od slovies, a to tým, že sa v základnom tvare končia na pádovú príponu -ý, -á, -é, -í, -ia a pod. a že sú utvorené (ak sú odvodené) takými slovotvornými príponami, napr. -ový, -ný, -ský a pod., aké sa v iných slovných druhoch nevyskytujú. Naše východiskové prídavné mená majú teda správnu podobu **kremeňový, antimonitový, scheelitový, zoisitový** a pod. a ak vstupujú do zložení, možno iba ich pádovú príponu nahradiť samohláskou -o-, ktorá má spájaciu funkciu (preto sa odborne volá spájacia alebo interfigovaná morféma), ale časť odvodzovacej prípony -ov- v nich musí zostať.

Je prirodzené, že do slovenčiny nemožno mechanicky preberať podoby z typologicky odlišných jazykov, napr. z jazykov s pevným slovosledom, v ktorých sa napr. podstatné meno mení na prídavné meno bez toho, aby zmenilo formu, ak sa posunie pred podstatné meno. Preto kým je v angličtine správna veta **Uranium mineralization occurs in quartz veins with gold and quartz-apatite veins with REE minerals** (povšimnime si spojenie **quartz-apatite veins!**), v slovenčine v nej nemôže byť spojenie *kremeň-apatit žily* (to si azda uvedomuje každý), ale ani *kremeň-apatitové žily*, lež iba **kremeňovo-apatitové žily**.

To isté platí aj o zložených prídavných menách, o ktorých už bola reč. Kritériu spisovnosti - a tomu musí vyhovovať každý termín - zodpovedajú nasledujúce podoby zložených prídavných mien v spojeniach: **kremeňovo-antimonitová ruda, kremeňovo-scheelitovo-epidotovo-zoisitová mineralizácia, kremeňovo-ankeritovo-sideritová žila** a pod.

Z pravopisného hľadiska pokladáme za užitočné upozorniť na to, že v doteraz uvedených zložených prídavných menách sa samostatnosť pomenovaných zložiek zachováva, a preto sa píšu so spojovníkom (**kremeňovo-antimonitová ruda** a pod.), ale popri nich sú aj zložené prídavné mená, ktoré treba písať bez spojovníka, napr. vrásovoprešmykový (lebo východiskom je združené pomenovanie vrásový prešmyk), **geologickoprieskumný** (zo združeného pomenovania geologický prieskum) a pod.

P. Kušnír

IGHP, a. s.

Rajecká cesta
010 29 ŽILINA
tel.: 089/300 87 - 88, 314 71-3
fax: 089/486 41

Predstavenstvo:
Ing. Jozef Matušný - predseda
Tomáš Kubena - podpredseda
P.g. Ivan Beracko
Ing. Miroslav Zachar
Ing. Valdemar Valjašek

Dozorná rada:
Ing. Ladislav Krebes - predseda
RNDr. Vojtech Struňák
Ing. Viera Rosiková
Ing. Oľga Murarová
Jozef Stranianek
Anna Hulínová
Stanislav Paur

Výkonný orgán:
Ing. Jozef Matušný - riaditeľ
Tomáš Kubena - vedúci ekonóm
P. g. Ivan Beracko - vedúci geológ
Ing. Ján Gažo - vedúci marketingu
Ing. Miroslav Zachar - vedúci vrtných a banských prác
Ing. František Jakubík - vedúci strojárenskej výroby
Ing. Valdemar Valjašek - vedúci strediska služieb

NAFTA, a. s.

Naftárska ul.
908 45 GBELY
tel.: 0801/92 273-8, 92 286-7
fax: 922 49

Predstavenstvo:
Ing. Ján Prachár - preseda
(generálny riaditeľ)
Ing. Marta Tomčíková - podpredseda
(odb. riaditeľka pre ekonomiku)
RNDr. Štefan Hodáň - člen
(odb. riaditeľ pre geológiu)
Ing. Michal Polaščin - člen
(odb. riaditeľ pre výrobu a techniku)
Ing. Miroslav Michálek - člen
(odb. riaditeľ pre marketing a obchod)

Dozorná rada:
Ing. Juraj Široký
Ing. Igor Matiašovský
Ing. Peter Prokopčák, CSc.
Ing. Emil Ščepko
Ing. Ivan Mišík
Prof. Ing. Michal Baránik, CSc.
Ing. Rudolf Rudinec, DrSc.
Ing. Milan Sokol
RNDr. Ing. Anton Olexa

GEOFYZIKA, a. s.

P. O. Box 62
Ječná 29a
612 46 BRNO
tel.: 05/772 110
fax: 05/772 137

Představenstvo:
Ing. Milan Blížkovský, DrSc. - předseda
Ing. Pavel Míšek - místopředseda
Ing. Miloň Polešák - člen

Dozorčí rada:
Ing. Miloš Plevač (Čermák a Plevač Invest) - předseda
Ing. Jan Vřešťál (C. S. Fond a. s.) - místopředseda
JUDr. Ivan Janíček (PPF a. s.)
Ing. Emil Mego (YSE i. a. s.)
RNDr. Václav Richter (MH ČR)
Ing. Vladimír Ciprys (MND a. s.)
Ing. Jan Havíř (Geofyzika a. s.)
RNDr. Jiří Pokorný (Geofyzika a. s.)
Ing. Petr Ulman (Geofyzika a. s.)

Vedení:
Ing. Milan Blížkovský, DrSc.- generální ředitel
Ing. Pavel Míšek - ředitel pre obchod a marketing
Ing. Miloň Polešák - ekonomický ředitel
Ing. Josef Jarý - ředitel divize seismiky a statutární zástupce gen. ředitele
RNDr. Václav Bláha - ředitel pro vědu a techniku
RNDr. Václav Šafránek - ředitel obecné geofyziky
Ing. Jaroslav Oravec - ředitel divize výroby a vývoje přístrojů

GEOFOND

Bukurešťská 4
811 04 BRATISLAVA
tel.: 466 03 - 06
telex: 932 44 geofo-c

Ing. Ing. Dominik Polakovič - riaditeľ
RNDr. Eva Zacharová - námestníčka riaditeľa

VÝSKUM A VYHĽADÁVANIE NAFTY A PLYNU, š. p.

Votrubova 11/a
825 05 BRATISLAVA
tel.: 07/653 66
fax: 07/653 66

RNDr. Jozef Kováč - riaditeľ

Združenie MAXUS Bratislava

Votrubova 11/a
825 05 BRATISLAVA
tel.: 07/652 50, 680 36 - kl. 235, 219
fax: 07/653 66

Predstavenstvo:
RNDr. Jozef Kováč
Ing. Ivan Pagáč
RNDr. Jaroslav Janků
Harold L. Todd
Harvey R. Klingensmith

INGEO, a. s.

Rajecká cesta 32
P.P. C-14
010 01 ŽILINA
tel.: 089/317 11 - 14
fax: 089/322 20

Predstavenstvo:
Ing. Ivan Peterka
RNDr. Rudolf Rentka
Ing. Emil Jánošík
Ing. Aleš Obr
JUDr. Radoslav Jandzík

Dozorná rada:
Ing. Igor Matiašovský (FNM SR)
Ing. Milan Horváth (Cassoviainvest, a. s.)
Ing. Ján Smolka (INGEO, a. s.)

GEOCOMPLEX, a.s.

Geologická ul. 21
822 07 Bratislava
tel.: 243 500, 243 994
fax.: 243 428

Predstavenstvo:
RNDr. Pavol Grecula, DrSc., - predseda
RNDr. Peter Džuppa, CSc.
RNDr. Adrián Panáček, CSc.

Dozorná rada:
RNDr. Jozef Hodermarský - predseda
Ing. Štefan Fekiač
Ing. Igor Horňák
RNDr. Helena Tkáčová
Ing. Ľudovít Husák

Manažment a.s.:
RNDr. Adrián Panáček, CSc.
- generálny riaditeľ
RNDr. Peter Džuppa, CSc.
- riaditeľ pre obchod a marketing
RNDr. Jozef Hricko, CSc.
- riaditeľ pre geofyzikálnu činnosť
Ing. Eva Jakubcová - ekonomický riaditeľ
Ing. Ján Kovár - riaditeľ technického úseku

GEORADAR Rový prieskum

nová geofyzikálna metóda na podpovrchovú detekciu

Georadar na podpovrchový radarový prieskum (PRP) je ideálny prístroj na riešenie úloh environmentálnej ochrany, prieskum geologických štruktúr a na inžinierske účely. Všetky práce sa realizujú nedeštruktívne, rýchlo, jednoducho, presne a cenovo efektívne.

Princíp metódy spočíva v tom, že sa z povrchu vysielajú vysokofrekvenčné elektromagnetické impulzy vysielacou anténou a druhá, prijímacia anténa odrazené signály registruje. Odrazy prichádzajúce späť od geologických inhomogenít, t. j. vrstiev, geologických štruktúr a ďalších objektov pod povrchom, možno skúmať v časových/hĺbkových rezoch radarového profilovania.

Prístrojová technika je charakteristická nízkou hmotnosťou, modulárnym vybavením, batériovými zdrojmi, digitálnymi operáciami plne kontrolovanými počítačom, vysokou prevádzkovou a rozlišovacou schopnosťou, vysokým pomerom signál verzus šum, počítačovým zberom terénnych dát, predspracovaním dát priamo v teréne, možnosťou zobraziť rez v reálnom čase na obrazovke, resp. tlačiarňou.

Hĺbkový dosah závisí od nominálnej frekvencie vysielaného elektromagnetického signálu a od vlnového útlmu v pôde. Prispôsobením hardveru vytýčenej úlohe (výber aparatúry a antény) sa hĺbkový dosah môže pohybovať od niekoľko cm (napr. zisťovanie nehomogenít v stenách, resp. podlahách budov) až po 5 m (pri hydrogeologických či ekologických problémoch). Vlnový útlm závisí od vodivosti pôdy a dielektrických vlastností skúmaného prostredia.

pulseEKKO 1000

Charakteristika prístroja

- prístroj je vyvinutý špeciálne pre aplikácie, kde sa vyžaduje vysoká rozlišovacia schopnosť
- umožňuje použiť 3 rôzne antény (225 MHz, 450 MHz, 900 MHz) a v závislosti na tom regulovať detailnosť rozlíšenia a hĺbkový dosah cca od 5 cm do 6 m
- indikuje nehomogenity na základe ich odlišných elektrických vlastností

Použitie

- indikácia kovových a nekovových potrubí
- kontrola homogenity vrstiev vozoviek, letištných plôch, podláh ap.
- detekcia dutín pod rozličnými druhmi krytiny
- mapovanie kontaminovaných oblastí cudzorodými látkami
- detekcia podpovrchových kontajnerov
- plytká stratifikácia hornín
- určovanie geometrických parametrov zosuvov
- archeologický prieskum

Geocomplex, a.s., Geologická 21, 822 07 Bratislava

Zisťovanie podpovrchových geologických podmienok
Tradičné metódy mapovania a detekovania podpovrchového horninového zloženia sú drahé a časovo náročné. Geologický prieskum vyžaduje presné a detailné informácie.
PRP mapuje a detekuje skryté balvany, hranice vrstiev, vodnú hladinu, zloženie pôdy, zlomy a dutiny rýchlo, jednoducho a presne.

Lokalizovanie rizikového odpadu
Zisťovanie a mapovanie skrytého rizikového odpadu môžu byť časovo náročné a nebezpečné. Deštruktívne techniky môžu skomplikovať už aj tak vážnu situáciu.
PRP bezpečne detekuje kontaminované oblasti, nádoby s odpadom, staré odkopy a pod.

Zisťovanie poškodenia železničného zvrška
Georadarom možno rýchlo a efektívne stanoviť mocnosť vrchnej a spodnej štrkovej, ako aj základovej vrstvy. Súčasne možno detekovať miesta vymytá vodou, znečistenie a inhomogenity v oblasti železničného zvrška.

Detekovanie dutín
Diaľnice, tunely, letiská, bane a budovy treba pravidelne kontrolovať pri výstavbe, ako aj pri prevádzkovaní.
PRP možno tieto úlohy vyriešiť nedeštruktívne, rýchlo, čo šetrí čas aj peniaze.

Vyhľadávanie skrytých potrubí
PRP lokalizuje kovové a nekovové potrubia. Je schopný presne zaznamenať hĺbku a miesto potrubí, káblov, rúrok a ďalších umelých či prírodných objektov.