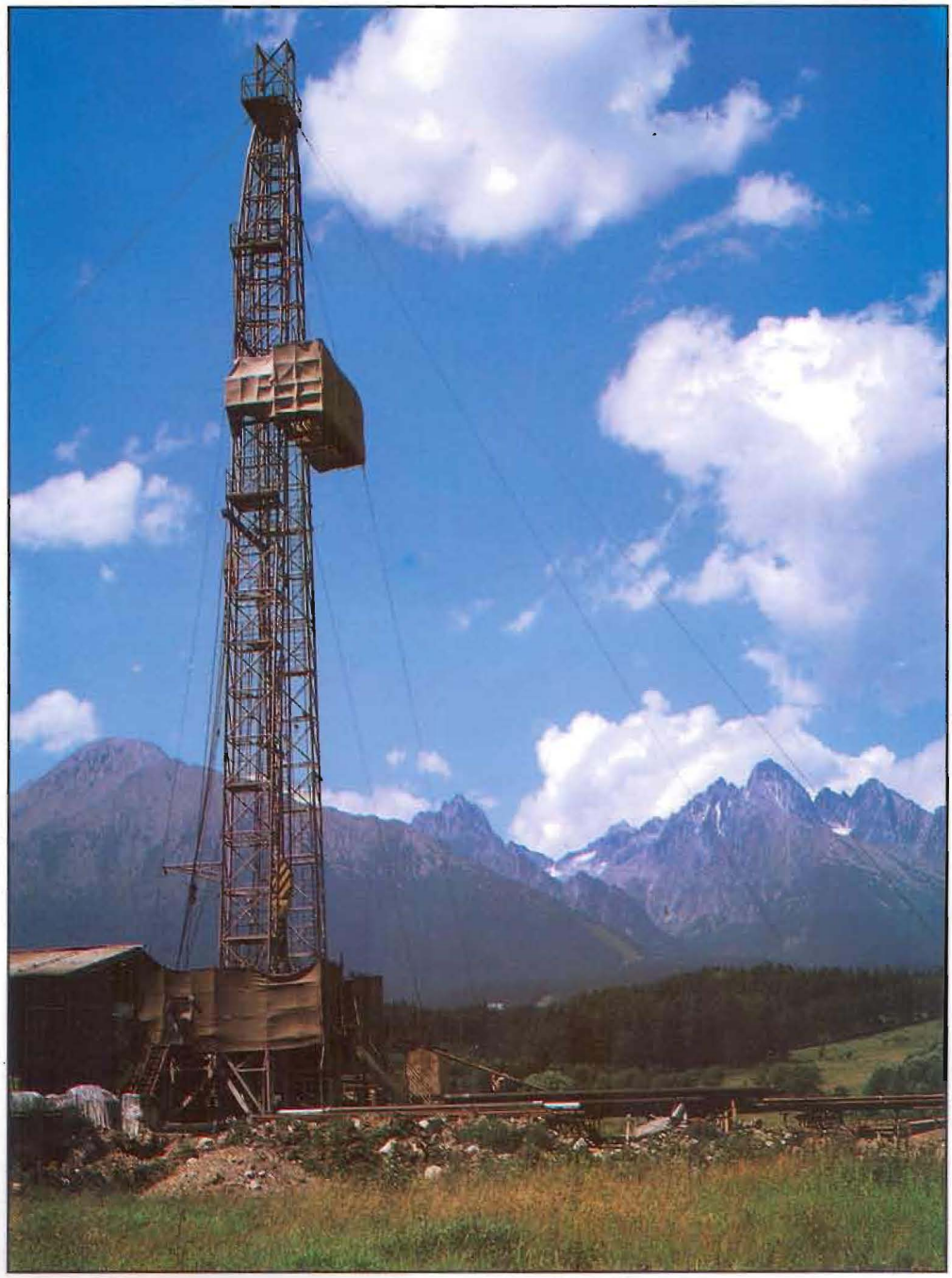
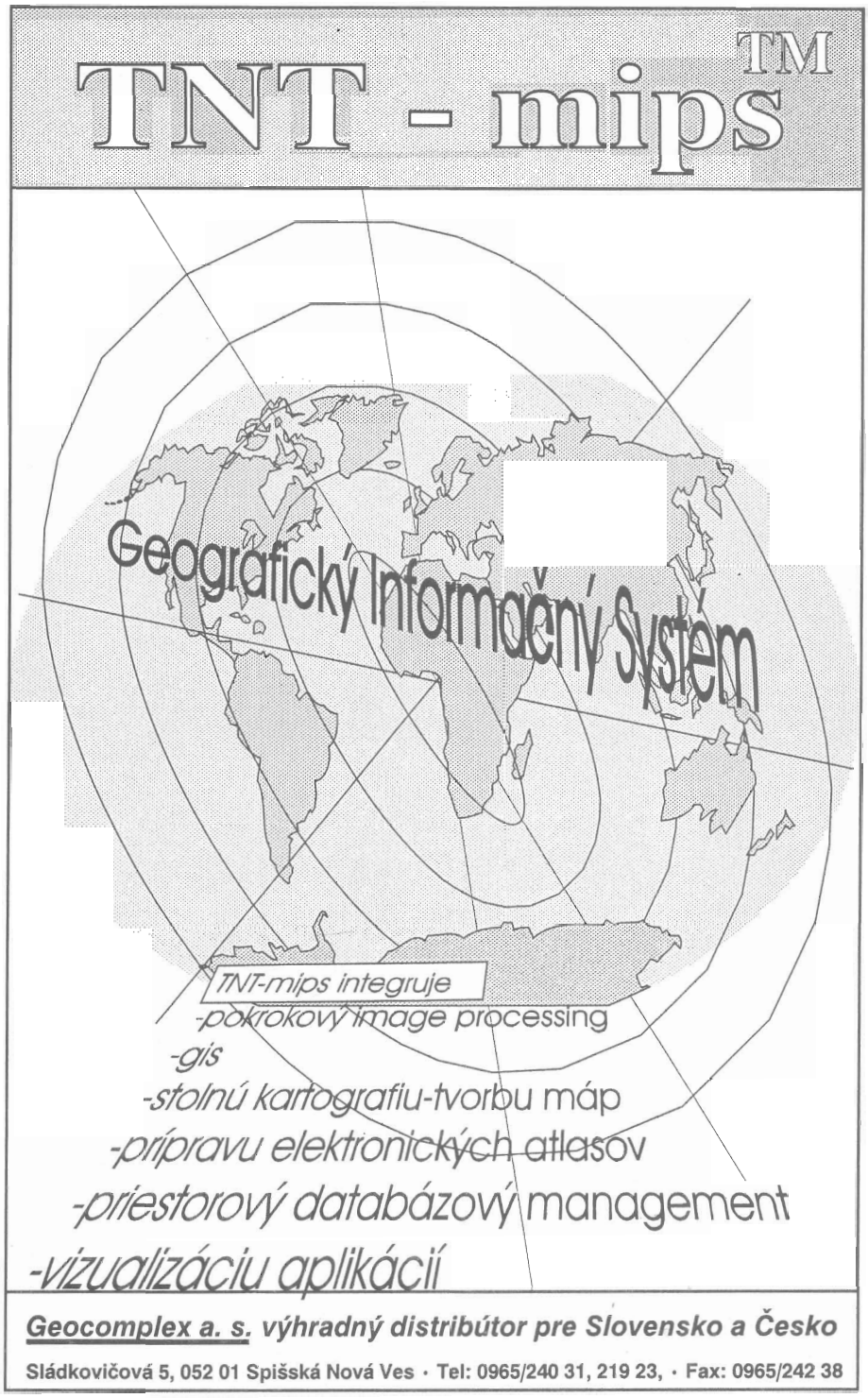
1/27/1995
ISSN 0369-2086

# Mineralia slovaca






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 Prešov.
Predplatné v roku 1994: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 78,- Sk, študenti 40,- Sk, nečlenovia spoločnosti a organizácie 228,- Sk (+DPH). 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/fax: 095/43 78 46.

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 1994 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent 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/fax: ++42/95/43 78 46.
© Geocomplex, a.s., Bratislava

# Obsah - Contents

Mineralia slovaca 27 (1995) ■ 1

*J. Soták, A. Biroň, J. Kotulová, R. Rudinec & J. Spišiak*
**Stavba podložia východoslovenskej panvy vo svetle faktov a regionálnotektonických súvislostí**
Geological structure of the East Slovakian basin basement in the light of facts and regional tectonic context ..... 1

*S. W. Faryad*
**Stanovenie P-T podmienok metamorfózy horninových komplexov Spišsko-gemerského rudohoria**
Determination of P-T conditions of metamorphism in the Spiš-Gemer Ore Mts. (Western Carpathians) ..... 9

*V. Hojstričová, D. Vass & E. Žáková*
**Kontaktné a hydrotermálne účinky šiatorskej intrúzie na sedimenty fiľakovského súvrstvia (Cerová vrchovina)**
Contact and hydrothermal effects of the Šiator intrusion on sediments of the Fiľakovo formation (Cerová vrchovina Upland) ..... 20

*M. Háber, S. Jeleň & P. Kašpar*
**Fyzikálno-optické vlastnosti pevných roztokov Au a Ag**
Physical-optical properties of Au-Ag alloys ..... 29

*R. Aubrecht & J. Krištín*
**Provenance of detrital tourmaline in the Lower Jurassic of the Malé Karpaty Mts.**
Pôvod klastického turmalínu v liasových sedimentoch Malých Karpát ..... 37

*J. Forgáč, V. Streško & L. Škvarka*
**Výskyt toxických prvkov v oblasti Banskej Štiavnice**
Occurrence of toxic elements in the Banská Štiavnica area (Central Slovakia) ..... 45

*P. András & M. Ragan*
**Sulfidické rudy s neviditeľným zlatom na Slovensku**
Sulphide ores with invisible gold in Slovakia (Western Carpathians) ..... 57

*M. Kušnierová*
**Vplyv oxidácie arzenopyritového koncentrátu na výťažnosť následného lúhovania Au**
Effects of biooxidation on gold recovery by thiourea leaching ..... 64

*P. Pauditš, E. Šamajová & J. Turan*
**Výskyt hydrotermálnych zeolitov pri Pukanci v Štiavnických vrchoch**
Occurrence of hydrothermal zeolites near Pukanec in the Štiavnické vrchy Mts. (Central Slovakia) ..... 67

*P. András & M. Chovan*
**Ullmannit z ložiska Trojárová (Malé Karpaty)**
Ullmannite from Trojárová deposit (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians) ..... 75

*A. Remšík*
**K článku O. Franka Geotermálna preskúmanosť Slovenska** (diskusia)
Discussion to the article Geothermal energy exploration in Slovakia by O. Franko ..... 78

GeoVestník

OBÁLKA: Podtatranskú kotlinu (depresiu) budujú flyšové sedimenty paleogénu v podloží s mezozoickými komplexmi (chočský a krížňanský príkrov). Karbonáty mezozoika sú rezervoárom geotermálnej vody. Overujú sa vrtom Veľký Slavkov - 1 (projektovaná hĺbka 2200 m). V pozadí kryštalinické komplexy Vysokých Tatier. Foto: J. Halečka.

COVER: The Podtatranská kotlina basin (depression) is built up by the Paleogene flysch sediments with Mesozoic complexes in the underlier (the Choč and Krížna nappes). The Mesozoic carbonates are the reservoir rocks for geothermal water. Recently they are explored by borehole Veľký Slavkov - 1 (the projected depth range is 2200 m). The crystalline complexes of the High Tatras are in the background. Photograph by J. Halečka.

**Mineralia slovaca**

Časpis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií
Journal of the Slovak geological society and Slovak geological organizations

Vydáva Združenie Mineralia slovaca
Published byMineralia 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**
Slovenská geológia, š. p., Spišská Nová Ves

**Vladimír Bezák,** Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
**Miroslav Filo,** Geocomplex, Bratislava
**Dušan Grman,** Geoconzult, Košice
**Dušan Hovorka,** Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
**Pavel Hvožďara,** Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
**Mikuláš Ingr,** Ingeo, Žilina
**Vlastimil Konenčný,** Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
**Ján Kozáč,** Slovenská geológia, ATNS, Košice
**Eduard Köhler,** Geologický ústav SAV, Bratislava
**Milan Mišík,** Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
**Milan Mořkovský,** Geofyzika, Brno
**Ladislav Novotný,** Uránpres, Spišská Nová Ves
**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
**Juraj Tözsér,** Ministerstvo živ. prostredia, Bratislava
**Imrich Varga,** Slovenská geológia, 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

**Technické spracovanie - Production editor**
Jozef Rajňák

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda - Chairman
**Július Maljkovič**
Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava

Členovia združenia - Members of the corporation

**Geocomplex,** a. s., Bratislava
**Geofond,** Bratislava
**Geofyzika,** Brno
**Geoconzult,** a. s., Košice
**Slovenská geológia,** š. p., Spišská Nová Ves
**Geologicky ústav Dionýza Štúra,** Bratislava
**IGHP,** a. s., Žilina
**Nafta,** a. s., Gbely
**Slovenská geologická spoločnosť,** Bratislava
**Slovenské magnezitové závody,** Lovinobaňa
**Uránpres,** s. r. o., Spišská Nová Ves
**Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu,** š. p., Bratislava

*Mineralia Slovaca, 27 (1995), 1 - 8*

# Stavba podložia východoslovenskej panvy vo svetle faktov a regionálnotektonických súvislostí

JÁN SOTÁK[1], ADRIAN BIROŇ[1], JÚLIA KOTULOVÁ[1], RUDOLF RUDINEC[2] a JÁN SPIŠIAK[1]

[1]Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica
[2]Nafta, a. s., PTS Michalovce, Priemyselná 6, 071 01 Michalovce

*(Doručené 17.5.1994, revidovaná verzia doručená 15.8.1994)*

**Geological structure of the East Slovakian basin basement in the light of facts and regional tectonic context**

The authors take up standpoints on some interpretations of the structure and composition of the pre-Neogene basement of the East Slovakian basin (Vozár et al., 1993). They give facts which contradict data about the absence of metamorphism and deformation in the Eocene formations of the Pozdišovce-Iňačovce Unit (mineral assemblages, illite "crystallinity", vitrinite reflectance, lineations, crenulation cleavage). The authors also consider that the identification of the Pozdišovce-Iňačovce Unit with the Szolnok trough is unjustified. The Pozdišovce-Iňačovce Unit is formed by metamorphic core complexes exposed in a zone of hinterland extension, while the Szolnok flysch represents a structure of intra-plate accretion, connected more with the flysch of the Maramures and Magura zone.

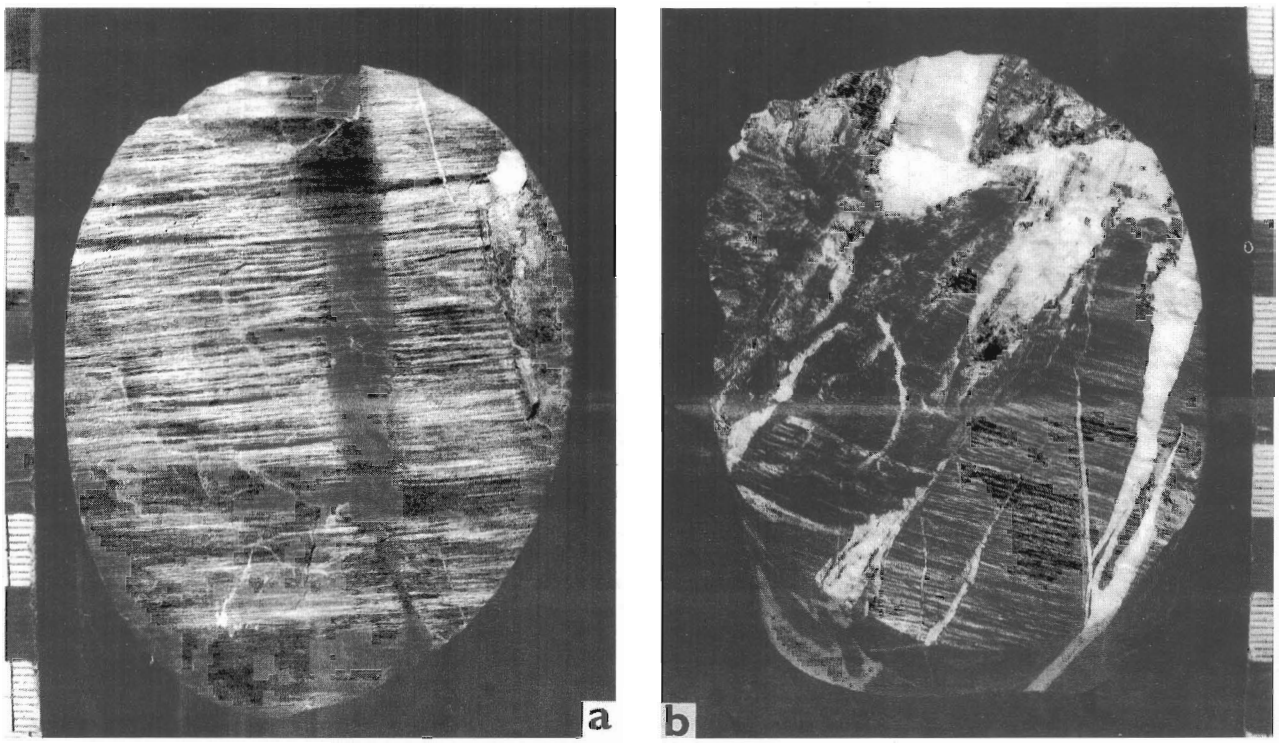
## Úvod

Predneogénne podložie východoslovenskej panvy sa v poslednom období stáva dôležitým objektom riešenia základných otázok stavby Západných Karpát. Problém podložia v nových súvislostiach nastolila už práca Leška et al. (1977), Leška a Vargu (1980), Maheľa (1988) a Šútoru et al. (1990). K dôkladnejšiemu poznaniu veku, litológie, metamorfózy a štruktúrneho vývoja komplexov podložia sa dospelo až v etape najnovších výskumov (Soták a Spišiak, 1992; Soták et al., 1993a, c; Biroň et al., 1993a, b, c). V doterajšom priebehu výskumu sa detailne prehodnocovali všetky vrty zasahujúce do podložia neogénu v priestore pozdišovsko-iňačovskej jednotky (Soták a Spišiak, 1991; Soták et al., 1992, 1993). Získané poznatky od základu menia staršie predstavy o paleotektonickej príslušnosti a kinematickej histórii pozdišovsko-iňačovskej jednotky (Soták et al., 1993b; Soták, 1994; Soták et al., v tlači).

Tento príspevok je reakciou na článok Vozára et al. (1993), v ktorom sa autori zaoberajú podložím východoslovenskej panvy. Ich interpretácie stavby a zloženia podložia sa rozchádzajú s našimi hodnoteniami v niektorých dôležitých aspektoch, a preto cítime potrebu vysvetliť dôvody odlišného chápania problémov podložia z hľadiska faktov aj regionálno-tektonických súvislostí.

## Fakty o stavbe podložia

V diskutovanej práci Vozár et al. (1993) uvádzajú, že poznatky o stavbe predneogénneho podložia čerpajú prevažne zo starších zberov vrtných vzoriek. Bez kompletného súvislého jadra však nie je možné postihnúť celkovú litológiu vrtov. Čitateľ tak dostáva neúplnú informáciu o litológii vrtu Zbudza-1, Lesné-2 a Senné-1, z ktorých autori opisujú len klastické sedimenty (pieskovce a zlepence). Komplexy podložia týchto vrtov sú však v prevažnej miere tvorené tmavými metapelitmi. Z takto stanovenej litológie potom autori vyvodzujú závery, že komplexy podložia v severnej časti východoslovenskej panvy (vrt Zbudza-1, Lesné-2, Senné-1) nie sú metamorfované a nemajú znaky tektonickej lineácie, krenulačnej kliváže a tektonického budinovania. Štruktúrnodeformačný charakter komplexov v uvedených vrtoch sa však od iných komplexov pozdišovsko-iňačovskej jednotky neodlišuje. Dokumentuje to vývin hustých systémov lineácií (obr. 1), dokonalá bridličnatosť, krenulácie (obr. 2) a iné fenomény vrásových a strihových deformácií (strihové stužky, intrafoliačná budináž, tlakové tiene a pod., Soták et al., 1993b, c). Metamorfná litológia týchto komplexov už v čase realizácie vrtov vzbudzovala dojem príslušnosti k „vrchnopaleozoickým" sledom pozdišovsko-iňačovskej jednotky. Zmenu v stratigrafickom začleňovaní podložných komplexov v sv. krídle panvy priniesli až údaje z vrtu Zbudza-1, kde sa vo vložkách metaarenitov zaznamenali zvyšky nummulitov a iných veľkých foraminifer (Soták a Spišiak, 1992; Soták et al., 1993b, c). Zrejme aj tieto údaje inšpirovali autorov konštatovať neprítomnosť metamorfózy v komplexoch zastihnutých vrtmi v oblasti Zbudza - Lesné a Senné. Uchovávanie nummulitov v podmienkach veľmi nízkej a nízkej metamorfózy však nie je neznáme, a preto ani ich výskyty nemôžu spochybňovať metamorfný charakter komplexov vo vrte Zbudza-1. Takéto výskyty nummulitov sa uvádzajú aj z flyšov penninika, napr. v tektonickom okne Spodného Engadinu (Oberhauser, 1993), a to aj z tých, ktoré sú metamorfované v podmienkach vyššej anchizóny až epizóny (napr. flyše oblasti Graubünden, Ayrton a Ramsay, 1974; flyš jednotky Niesen, Caron et al., 1989, a pod.). Iné organické zvyšky - napr. ihlice

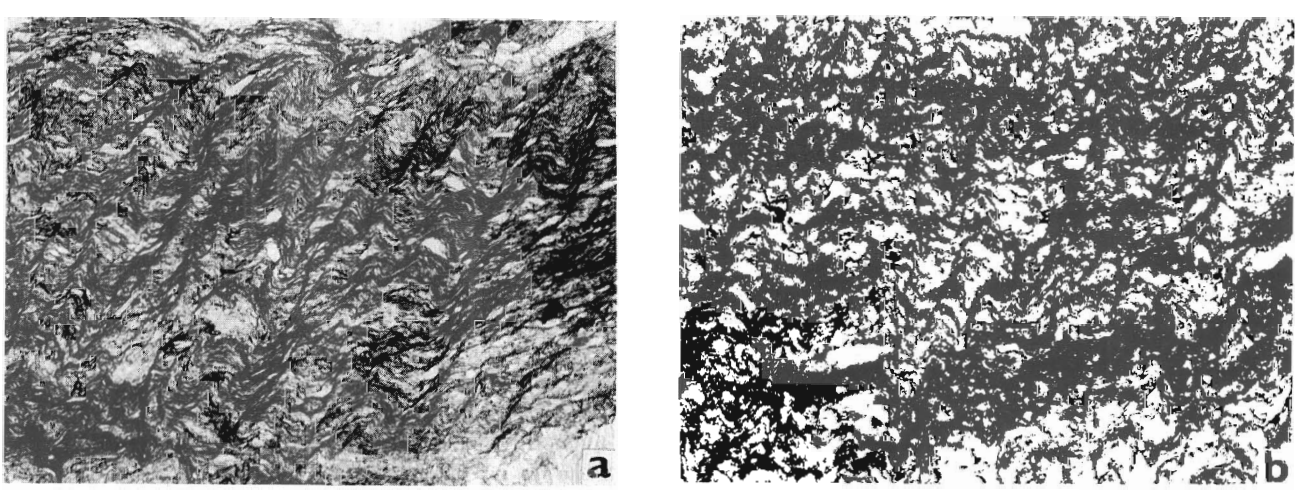



Obr. 1. Výrazné lineácie v plochách bridličnatosti eocénnych metapelitov. 1a - vrt Zbudza-1, jadro z intervalu 3118 - 3122 m, 1b - vrt Zbudza-1, jadro z intervalu 3697 - 3700 m.

Fig. 1. Distinct lineations developed on schistosity planes of the Eocene metapelites. 1a - Zbudza-1 borehole, core from depth interval 3118 - 3122 m, 1b - Zbudza-1 borehole, core from depth interval 3697 - 3700 m.

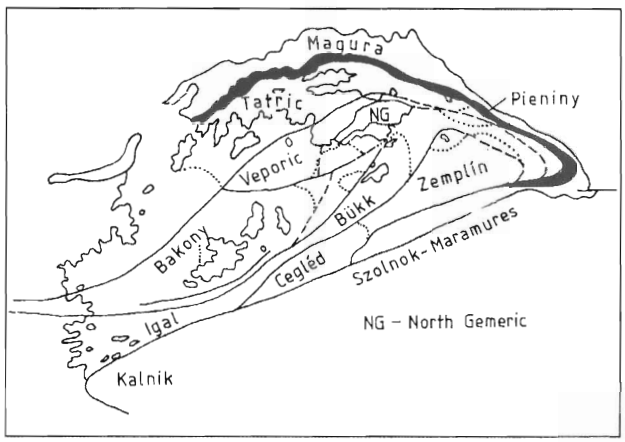
ježoviek, články krinoidov, planktonické foraminifery a pod. - môžu pretrvať aj pri vyššej metamorfóze (porov. Burri, 1967; Ayrton a Ramsay, 1974; Marthaler, 1984; Lemoine et al., 1984; Bassias et al., 1987; Kiessling, 1992 a i.).

Intenzita metamorfózy eocénnych formácií vo vrte Zbudza-1 skutočne nedosahuje úroveň najvyšších metamorfných fácií pozdišovsko-iňačovskej jednotky (napr. vrt Iňačovce-3, Senné-2, Rebrín a i.). Metamorfné minerálne asociácie metapelitov vo vrte Zbudza-1 tvorí illit/muskovit, chlorit, kremeň a albit (Biroň et al., 1993b). Všetky študované vzorky (cca 60) obsahujú stopové množstvo paragonitu a zmiešanovrstvovitého paragonitu/muskovitu (resp. v zmysle novších poznatkov Jianga a Peacora, 1993, metastabilné, „prechodné" Na-K sľudy). Takéto minerálne asociácie sú charakteristické pre veľmi




Obr. 2. Zónová krenulačná kliváž segmentujúca plochy bridličnatosti eocénnych metapelitov. 2a - vrt Zbudza-1, hĺbka 3118 - 3122 m, zv. 7,5x, 2b - vrt Zbudza-1, hĺbka 3594 - 3596 m, zv. 11x (rovnobežné nikoly).

Fig. 2. Zonal crenulation cleavage shearing the schistosity planes of the Eocene metapelites. 2a - Zbudza-1 borehole, depth 3118 - 3122 m, magnif. - 7,5x, 2b - Zbudza-1 borehole, depth 3594 - 3596 m, magnif. 11x (plane-polarized light).




Obr. 3. Tektonická schéma ilustrujúca spojitosť štruktúr szolnocko-marmarošského pásma a magurského pásma (Balla, 1988b).

Fig. 3. Tectonic sketch showing the structural continuity of the Szolnok-Maramures and Magura belts (Balla, 1988b).

nízky stupeň metamorfózy (anchimetamorfóza; napr. Merriman a Roberts, 1985; Pamič et al., 1992).

Metamorfný postih hornín vrtu Zbudza-1 možno potvrdiť aj ďalšími metódami, indexom „kryštalinity" illitu (IC) a odraznosťou vitrinitu. Priemerná hodnota IC (n = 57) je 0,295° ± 0,06 Δ 2 τ (21 %), pričom limitné hodnoty pre anchizónu sú 0,25 - 0,42° Δ 2 τ (kalibrované pomocou medzilaboratórnych štandardov CIS, Warr a Rice, 1994). Štúdiom organickej hmoty troch vybraných vzoriek sa zistili tri typy koexistujúcich macerálov s rôznymi hod notami odraznosti:

1. inertinit: $R_o$max = 5,22 % (1σ 0,54); $R_o$min = 3,56 % (1σ 0,52); n = 58,
2. vitrinit: $R_o$max = 5,75 % (1σ 0,72); $R_o$min = 3,37 % (1σ 0,67); n = 36,
3. grafit: $R_o$max = 12,3 % (1σ 1,8); $R_o$min = 0,41 % (1σ 0,07); n = 5.

Tieto hodnoty zodpovedajú metaantracitovému štádiu premeny organickej hmoty (Teichmüller et al., 1979).

Z uvedeného je zrejmé, že metamorfóza horninových komplexov vrtu Zbudza-1 dosiahla podmienky vyššej anchizóny (minerálne asociácie + IC), pričom hodnoty odraznosti môžu poukazovať až na začiatok fácie zelených bridlíc (Frey, 1986).

Metamorfné podmienky zodpovedajúce nižšej časti fácie zelených bridlíc možno preukázať na základe prítomnosti asociácie chloritoid - pyrofylit - paragonit a chlorit - chloritoid vo vrte Iňačovce-3 a Senné-2 (Biroň et al., 1993a).

Vozár et al. (1993) udávajú až vysokotlakový charakter metamorfózy pozdišovsko-iňačovskej jednotky. Svoje tvrdenia opierajú len o zvýšený obsah $Na_2O$ v aktinolitoch. Naše doterajšie výskumy tieto ich závery nepotvrdzujú. Stanovenie tlakových podmienok metamorfózy v komplexoch pozdišovsko-iňačovskej jednotky je problematické, pretože zistené minerálne asociácie sú z tohto hľadiska absolútne nediagnostické.

Naše predbežné odhady sa opierajú o nasledujúce fakty:

a) Nezistili sme nijakú minerálnu asociáciu poukazujúcu na uplatnenie sa vysokotlakových podmienok.

b) Použitie fengitového geobarometra, aj keď pri zistených minerálnych asociáciách je veľmi obmedzené (Massone a Schreyer, 1987, obr. 3), naznačuje tlakové podmienky 5 - 6 kbarov (max. Si = 3,32 a./$O_{11}$).

c) Nízky obsah Mg v chloritoidoch ($X_{Mg}$ = 0,085 - 0,117) je charakteristický pre nízkotlakové a strednotlakové podmienky metamorfózy.

d) Tlakové podmienky do 5 kbar sa uvádzajú z nízko metamorfovaných terénov s analogickými minerálnymi asociáciami, aké sme zistili v pozdišovsko-iňačovskej jednotke (Ghent et al., 1989; Korikovsky et al., 1992, etc.).

Relatívne nižší stupeň metamorfózy eocénnych formácií vo vrte Zbudza-1 nevybočuje z rámca metamorfných podmienok pozdišovsko-iňačovskej jednotky a je iba dôsledkom menšej kompakcie a vnútornej deformácie. Je zrejmé, že rozdiely v litológii, ktoré autori zdôrazňujú, majú dokumentovať výrazný metamorfný predel vo vývoji pozdišovsko-iňačovskej jednotky spájaný s eoalpínskou alebo mezoalpínskou tektogenézou. Na inom mieste článku sa však iňačovsko-kričevská jednotka - v zhode s našimi náhľadmi (Soták a Spišiak, 1992; Soták et al., 1993a) - označuje za metamorfovanú posteocénnu subdukčnú sekvenciu.

Argumentom na posunutie veku metamorfózy pozdišovsko-iňačovskej jednotky do eoalpínskeho až mezoalpínskeho obdobia je podľa autorov prítomnosť hojných klastov karbonátov a fylitov v detrite tzv. nemetamorfovaných formácií (vrty Zbudza-1, Lesné-2, Senné-1). Podľa našich analýz je však petrofaciálne zloženie týchto sedimentov výrazne silikoklastické, len s veľmi nízkym podielom litickej zložky (priemerné zloženie $Q_{92}F_3L_5$). Ich mineralogická zrelosť je vysoká, podobne ako pri metapieskovcoch zo spodnejších komplexov pozdišovsko-iňačovskej jednotky. Koncentráciu klastov karbonátov a fylitov derivovaných zo starších komplexov pozdišovsko-iňačovskej jednotky sme tu nezaznamenali. Určité procesy recyklicity snáď naznačujú len zrná spinelov, ale tie sa objavujú už v starších formáciách metapieskovcov (napr. vo vrte Iňačovce-3). Vysokým stupňom mineralogickej zrelosti sa eocénne formácie pozdišovsko-iňačovskej jednotky od sedimentov centrálnokarpatského paleogénu nápadne odlišujú (pripomínajú napr. pieskovce zbojských vrstiev).

Z diskusie vyplýva, že výraznejšie rozdiely v metamorfnej litológii, látkovom zložení ani v štruktúrnom vývoji medzi eocénnymi formáciami vo vrte Zbudza-1 a staršími komplexmi pozdišovsko-iňačovskej jednotky nemožno potvrdiť. To nás privádza k záveru, že sa hlavné procesy deformácie a metamorfózy v komplexoch pozdišovsko-iňačovskej jednotky uplatnili až po eocéne. Štruktúrne záznamy eoalpínskej metamorfózy všeobecne spájanej s presunmi centrálnokarpatských príkrovov sú v komplexoch pozdišovsko-iňačovskej jednotky buď neoalpínsky reaktivované, alebo úplne chýbajú. Neoalpínska metamorfóza je v našich pomeroch celkom novým fenoménom, ktorý nie celkom korešponduje so vžitými geotektonickými predstavami. Postpaleogénny vek metamorfózy je však už dávnejšie doložený z komplexov kričevskej jednotky, ktorá leží v pokračovaní pozdišovsko-iňačovskej jednotky na Zakarpatskú Ukrajinu (Sviridenko, 1976). Neoalpínska metamorfóza pozdišovsko-iňačovskej jednotky je jedným

z fenoménov, ktorý nás núti hľadať jej pôvod v penniniku. Analogické metamorfné udalosti v Alpách sa označujú ako „tauernská kryštalizácia" alebo „lepontská metamorfóza".

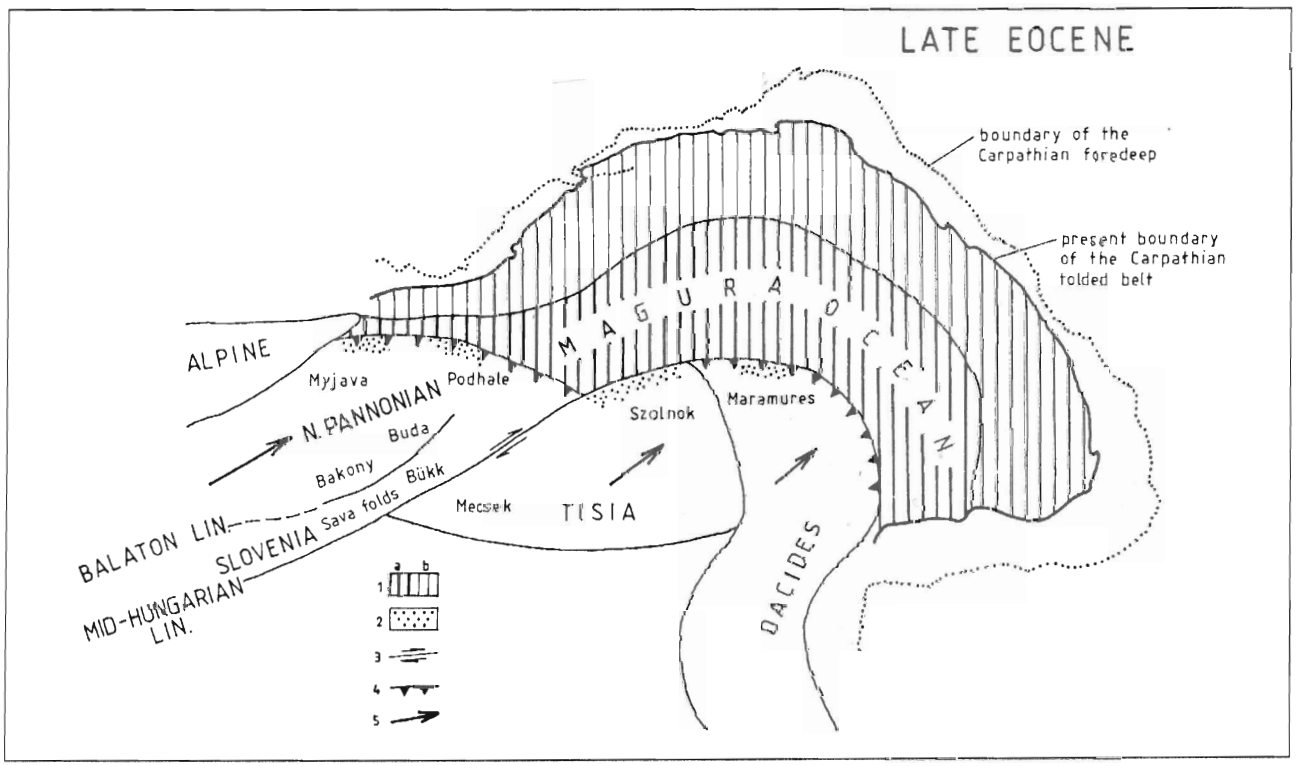
## Regionálnotektonické korelácie jednotiek predneogénneho podložia

Ďalšia časť článku Vozára et al. (1993) sa zaoberá geotektonickým postavením pozdišovsko-iňačovskej jednotky. Ako svoj variant riešenia autori predkladajú paralelizáciu pozdišovsko-iňačovskej jednotky so szolnockým trogom a dávajú ju do protikladu k interpretáciám penninskej príslušnosti tejto jednotky. Myšlienka o nadväznosti štruktúr szolnockého trogu a šambronsko-kričevskej jednotky však nie je nová a nastolil ju už Leško a Varga (1980, s. 109) a Grecula et al. (1981, s. 23). Pre oblasť pozdišovsko-iňačovskej jednotky sa stala aktuálnou až po preukázaní eocénnych súvrství v jej stavbe (Soták et al., 1993a). Preto sme vzťahy k szolnockému trogu zahrnuli do možných alternatív regionálno-tektonických korelácií pozdišovsko-iňačovskej jednotky (Soták et al., 1993b; s. 12).

Hlavným dôvodom na koreláciu pozdišovsko-iňačovskej jednotky a szolnockého trogu je podľa Vozára et al. (1993) ich bezprostredná nadväznosť. Priložená skica (obr. 1), ktorá má túto situáciu dokumentovať, je silne generalizovaná a nevystihuje skutočný priebeh szolnockého trogu. Szolnocký flyš tvorí 30 - 40 km široké pásmo, ktoré sa tiahne od Szolnoka po Debrecín. Smerom na SV nezasahuje po Nyíregyházu a Beregovo, ako to zobrazujú autori, ale sa stáča do oblasti rumunského Carei a pokračuje až po Satu Mare, kde sa stráca pod vulkanitmi Gutínskych vrchov. Takýto priebeh szolnockého flyšu možno sledovať aj na gravimetrických podkladoch. Szolnocký flyš sa prejavuje ako pásmo negatívnych tiažových anomálií, ktoré neprechádza na S od pripanónskeho zlomu, ale náhle sa zužuje a otáča na V (Pospíšil a Bodoky, 1981). Iňačovsko-kričevská jednotka sa naopak prejavuje ako výrazná kladná regionálna anomália. Charakter tiažového poľa obidvoch jednotiek je teda celkom odlišný. Z uvedeného vyplýva, že priebeh szolnockého flyšu naznačuje skôr jeho spojitosť s flyšmi Marmaroša a transylvánskeho bazéna, s ktorými má aj rad podobných eocénnych fácií. Preto viacerí autori označujú toto pásmo ako szolnocko-marmarošský trog (obr. 3, Balla, 1988a; Körössy, 1977; Nagymarosy a Báldi-Beke, 1993, etc.).

Geografická blízkosť pozdišovsko-iňačovskej jednotky a szolnockej jednotky nemôže byť argumentom na ich geologickú koreláciu. Priestorové vzťahy jednotiek sa v čase menia, hlavne na veľkých kinematických rozhraniach, akým je nesporne aj štruktúra szolnockého trogu. Preto sa predpokladá, že súčasná poloha szolnockého flyšu je výsledkom terciérnych horizontálnych pohybov, ktoré ho posunuli z marginálnej pozície do vnútroplatňovej (obr. 4, Nagymarosy a Báldi-Beke, 1993).

Podľa Vozára et al. (1993) je nadväznosť pozdišovsko-iňačovskej jednotky a szolnockého trogu dokumentovaná



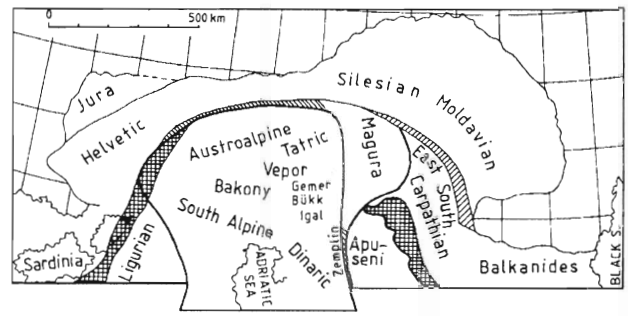

Obr. 4. Marginálne postavenie szolnocko-marmarošského pásma na konci eocénu a jeho neskorší posun do vnútroplatňovej pozície (Nagymarosy a Báldi-Beke, 1993).

Fig. 4. Marginal position of the Szolnok-Maramures belt in the end of Eocene and its later shifting to an interplate position (Nagymarosy and Báldi-Beke, 1993).

aj totožnosťou ich litostratigrafického vývoja. Szolnockú jednotku tvoria vrchnokriedové a paleogénne sedimenty, ktoré boli odlepené zo substrátov podobných jednotkám Mecseka a Severného Alföldu (Balla, 1987; Bérczi-Makk, 1986; Kovács et al., 1989). Mezozoikum týchto jednotiek je vyvinuté vo fáciách, ktoré charakterizujú skôr pieninské bradlové pásmo a magurskú jednotku (napr. sedimenty grestenského liasu, kondenzované fácie dogeru - spodného keloveja, rádiolarity, kalpionelové vápence, bázické vulkanity vrchnej jury a spodnej kriedy, urgónske vápence a vrchnokriedové globotrunkánové sliene). Mezozoické substráty szolnockého flyšu svojím charakterom nezodpovedajú bridličným formáciám jury a kriedy iňačovsko-kričevskej jednotky. Zo známej sukcesie szolnockej jednotky by mohli pripomínať horniny pozdišovsko-iňačovskej jednotky azda len bridličnaté spodnokriedové sedimenty. Körössy (1959) ich porovnáva s vývojmi „schistes lustrés" z vrchov Metaliferi v Transylvánii, ktoré sú barémsko-aptského veku.

Vrchnokriedové sedimenty szolnockého trogu sú vyvinuté prevažne vo fáciách pelagických slieňov (flyšové formácie sú prítomné len v debrecínskej oblasti, Szepesházy, 1973) a porovnávajú sa s púchovskými slieňmi pieninského bradlového pásma (Szentgyörgyi, 1989). Takéto sedimenty v pozdišovsko-iňačovskej jednotke nie sú a v kričevskej jednotke sú vyvinuté iba miestne (románske súvrstvie). Paleogénnu výplň szolnockého trogu tvoria silne prevrásnené eocénne flyše a oligocénne flyšoidné formácie. Riešenie vzťahu pozdišovsko-iňačovskej jednotky k szolnockému trogu, ktoré Vozár et al. (1993) predkladajú, je v ich interpretácii dôvodom, pre ktorý nemožno akceptovať jej penninskú príslušnosť. Pozdišovsko-iňačovskú jednotku a szolnocký trog autori považujú za samostatné pásmo posteocénnej subdukcie. V takom prípade by toto pásmo stálo mimo hlavných riftových systémov alpíd, ktorými sú penninský a vardarský systém (pozri Kázmér a Kovács, 1985). Svoje predstavy o postavení szolnockého trogu v týchto systémoch však autori bližšie nevysvetlili.

Szolnocký trog je štruktúra, ktorá vznikla vo vrchnej kriede. Bol založený na veľkom kinematickom rozhraní oddeľujúcom dve časti Tisie (Balla, 1988a). Szolnocký trog sa začleňuje do tzv. vrásneného flyšového pásma obklopujúceho adriatický výbežok (Balla, 1988b). Do tohto pásma patrí flyš rhenodanubika, Magury, Marmaroša, Szolnoka a Sarajeva (obr. 5, Balla, 1988a). Szolnocký trog je teda súčasťou pásma, ktorého západný úsek tvoria severopenninské flyše. Podľa niektorých autorov sa severopenninské jednotky Karpát (pieninské bradlové pásmo a magurský flyš) rozdeľujú na dve vetvy: jedna pokračuje do vonkajších dacíd (jednotky „čierneho flyšu" a Ceahlau), druhá sa stáča do vnútropanónskeho mobilného pásma a ich pokračovaním je szolnocký flyš (Kovács, 1982; Chain et al., 1980, etc.). V tomto kontexte je súčasťou penninskej domény tak pozdišovsko-iňačovská jednotka, ako aj jednotky v zóne Alföldu (porov. Kázmér a Kovács, 1985). Spornou stránkou tohto problému je skôr to, či szolnocko-marmarošský trog napájať na štruktúry frontálnej akrécie penninskej domény (magurská zóna),




Obr. 5. Predstava adriatického výbežku obklopeného vrásnenými flyšmi renodanubika, Magury, Marmaroša, Szolnoka a Sarajeva podľa Ballu (1988a).

Obr. 5. The conception of the Adriatic promontory surrounding by the folded flysch belts of the Rhenodanubicum, Magura, Szolnok and Sarajevo (according to Balla, 1988a).

alebo jej podsunuté časti, ktoré boli odkryté v zóne silnej tylovej extenzie na J od bradlového pásma (iňačovsko-kričevská jednotka). Pozdišovsko-iňačovská jednotka však preukazuje omnoho komplexnejšie črty penninského vývoja ako jednotky Alföldu. V jej komplexoch sú zastúpené formácie pestrých fylitov a mramorov vrchnotriasového veku (Quartenschiefer), formácie tmavých fylitov s metaaleuritmi, stratiformnými telesami metaultramafitov, polohami metavulkanitov a chloritoidových bridlíc (Bündnerschiefer) a formácie s pribúdajúcou piesčitosťou až prechodmi do bridličného flyšu. S penninikom ju spájajú aj podobné prejavy kompresnej, extenznej a strižnej deformácie sprevádzanej syntektonickou nízkostupňovou metamorfózou. Analógie spomenutých fenoménov v szolnockom flyši ani v mezozoických jednotkách Alföldu nie sú známe. Preto sa domnievame, že pozdišovsko-iňačovská jednotka predstavuje vnútornejšiu zónu penninika, ktorá nemá priamu nadväznosť na szolnocký trog. Túto zónu tvoria metamorfné jadrové komplexy, ktoré boli obnažené exhumáciou spodnej platne. Exhumácia podsúvaných komplexov tu nastala následkom šikmej kolízie, ktorú sprevádzala silná tylová extenzia a odstrešovanie príkrovových komplexov centrokarpatika. V namáhanom priestore tylovej extenzie prebiehala podplatňová akrécia metamorfných komplexov súčasne s frontálnou akréciou v pásme Magury a vnútroplatňovou akréciou v zóne Alföldu.

## Záver

V príspevku poukazujeme na neadekvátnosť niektorých informácií z článku Vozára et al. (1993). Námietky máme najmä k členeniu komplexov pozdišovsko-iňačovskej jednotky na súbory odlišujúce sa litologickým zložením, metamorfným postihom, prejavmi tektonických deformácií a recyklicitou fylitových a karbonátových klastov. V diskusii sme uviedli dôvody, pre ktoré tieto interpretácie nemôžeme akceptovať. Podobne nemôžeme potvrdiť ani vysokotlakový charakter metamorfózy v komplexoch pozdišovsko-iňačovskej jednotky. Iné informácie, ktoré by mohli byť cenné, nie sú dokumentované analytickými

údajmi (zloženie aktinolitov, prítomnosť lawsonitu) ani lokalizáciou výskytu (označenie vrtov, hĺbky, čísla jadier). Možnosť korelácie pozdišovsko-iňačovskej jednotky so szolnockou jednotkou sa v práci Vozára et al. (1993) len konštatuje, na jej podporu by sme očakávali komplexnejšie posúdenie časopriestorových vzťahov a litologickej náplne obidvoch jednotiek. Paralelizáciu týchto jednotiek nemožno zjednodušovať iba na ich geografickú blízkosť. Z hľadiska litostratigrafie a geotektonickej pozície szolnockého flyšu sa jeho priame vzťahy k pozdišovsko-iňačovskej jednotke nedajú preukázať. Pravdepodobnejšie je skôr pokračovanie szolnockého flyšu do flyšov marmarošského pásma a Magury.

*Poďakovanie.* Problematika podložia východoslovenskej panvy sa rieši vďaka podpore fy Nafta, PŤS Michalovce a grantu SAV č. 575.

## Literatúra


Ayrton, S. N. & Ramsay, J. G. 1974: Tectonic and metamorphic events in the Alps. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 54, 609 - 639.*

Balla, Z. 1987: Anticlockwise rotation of the Mecsek (southwest Hungary) in the Cretaceous: Interpretation of paleomagnetic data in the light of the geology. *Ált. Földt. Szemle, 22, 55 - 98.*

Balla, Z. 1988a: On the origin of the structural pattern of Hungary. *Acta geol. Hung., 31, 1 - 2, 53 - 63.*

Balla, Z. 1988b: A Kárpát-Pannon régió nagyszerkezeti képe a felsöeocénben és a kép hatása a mezozóos Tethys - rekonstrukciókra. *Földt. Közl., 118, 11 - 26.*

Bassias, J., Salomon, D. & Jacobshagen, V. 1987: Upper Cretaceous fossils from the Plattenkalk series of the Parnon (Peloponnesus, Greece). *Neu. Jb. Geol. Paläont., Mh., 8, 449 - 466.*

Bérczi-Makk, A. 1986: Mesozoic formation types of the Great Hungarian Plain. *Acta geol. Hung., 29, 3 - 4, 261 - 282.*

Biroň, A., Soták, J., Spišiak, J., Bebej, J. & Magyar, J. 1993a: "Bündnerschiefer" metasediments of the Pozdišovce - Iňačovce unit: metamorphic petrology data. *Geol. Carpath., Sér. Clays, 44, 2, 65 - 79.*

Biroň, A., Soták, J. & Spišiak, J. 1993b: Very low- and low-grade Alpine metamorphism of the "Bündnerschiefer" formations in the Pre-Neogene basement of the East Slovakian basin (Western Carpathians). *Terra abstracts, 5, 1, 413 - 414.*

Biroň, A., Magyar, J., Soták, J. & Spišiak, J. 1993c: Low-grade Alpine metamorphism of the Pozdišovce-Iňačovce Unit (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 44, 4, 252.*

Burri, M. 1967: Prolongation de la zone de Sion dans le Haut-Valais. *Eclogae geol. Helv., 60, 614 - 617.*

Caron, Ch., Homewood, P. & Wildi, W. 1989: The Original Swiss Flysch: Reappraisal of the Type Deposits in the Swiss Prealps. *Earth Sci. Rev., 26, 1 - 45.*

Frey, M. 1986: Very low-grade metamorphism of the Alps - an introduction. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 66, 13 - 27.*

Ghent, E. D., Stout, M. Z. & Ferri, F. 1989: Chloritoid-paragonite-pyrophyllite and stilpnomelane-bearing rocks near Blackwater Mountain, western Rocky Mountains, British Columbia. *Canad. Mineralogist, 27, 59 - 66.*

Grecula, P., Kaličiak, M., Tözsér, J. & Varga, I. 1981: Geológia hraničnej zóny Západných a Východných Karpát v diele J. Slávika. Nové údaje, korelácie a otázky. Zákonitosti rozmiestnenia nerastných surovín. *In: Grecula, P. (Ed.): Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny Východných a Západných Karpát. Košice, 17 - 31.*

Chain, V. E., Beer, M. A., Byzova, S. L., Lomize, M. G. & Rudakov, S. G. 1980: Tectonic Development of the Eastern Carpathians in the Light of Modern Geosynclinal Concepts. *Proceedings of the XI Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Tectonics. Naukova dumka, Kijev, 214 - 232.*

Jiang, W. T. & Peacor, D. R. 1993: Formation and modification of metastable intermediate sodium potassium mica, paragonite, and muscovite in hydrothermally altered metabasites from northern Wales. *Amer. Mineralogist, 78, 782 - 793.*

Kázmér, M. & Kovács, S. 1985: Triassic and Jurassic oceanic/paraoceanic belts in the Carpathian-Pannonian region and its surroundings. *In: Sengör, A. M. C. (Ed.): Tectonic evolution of the tethyan system Kluwet Acad. Publ. (Dotrecht-Boston-London), 77 - 92.*

Kiessling, W. 1992: Palaentological and facial features of the Upper Jurassic Hochstegen Marble (Tauern Window, Eastern Alps). *Terra Research, 184 - 197.*

Korikovsky, S. P., Borisovsky, S. Y. & Grecula, P. 1991: Metamorfné rovnovážne stavy počiatočného stupňa biotitovej subfácie vulkanicko-sedimentárnych hornín staršieho paleozoika gemerika. *Mineralia slov., 23, 1, 1 - 8.*

Kovács, S. 1982: Problems of the Pannonian Median Massif and the plate tectonic concept: Contributions based on the distribution of late Paleozoic-early Mesozoic isopic zones. *Geol. Rdsch., 71, 617 - 640.*

Kovács, S., Császár, G., Galácz, A., Haas, J., Nagy, E. & Vörös, A. 1989: The Tisza superunit was originally part of the North Tethyan (European) margin. Evolution of the northern margin of Tethys. *Mém. Soc. géol. France, 154, II, 81 - 100.*

Körössy, L. 1959: The flysch-like formations of the Great Hungarian Basin. *Földt. Közl., 89, 2, 115 - 124.*

Körössy, L. 1977: Tectonic position and connections of the Szolnok-Máramoros flysch belt. *Földt. Közl., 107, 3 - 4, 398 - 405.*

Leško, B., Kullmanová, A. & Mořkovský, M. 1977: Je penninikum prítomné v Západných Karpatoch na východnom Slovensku? *Mineralia slov., 9, 6, 221 - 233.*

Leško, M. & Varga, I. 1980: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. *Mineralia slov., 12, 2, 97 - 130.*

Lemoine, M., Marthaler, M., Caron, M., Sartori, M., Amaudric du Chaffaut, S., Dumont, T., Escher, A., Masson, H., Polino, R. & Tricart, P. 1984: Découverte de foraminiferes planctonique du Crétacé supérieur dans les Schistes lustrés du Queyras (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. *C. R. Acad. Sci., Paris, 299, 727 - 732.*

Maheľ, M. 1988: Základné problémy stavby Západných Karpát z pohľadu geodynamického modelu a hlbinnej stavby. I. Centrálne a vnútorné Karpaty. *Mineralia slov., 20, 4, 289 - 306.*

Marthaler, M. 1984: Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse). *Eclogae geol. Helv., 77, 2, 395 - 448.*

Massonne, H. J. & Schreyer, W. 1987: Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contrib. Mineral. Petrology, 96, 212 - 224.*

Merriman, R. J. & Roberts, B. 1985: A survey of white mica crystallinity and polytypes in pelitic rocks of Snowdonia and Llyn, North Wales. *Mineral. Mag., 49, 305 - 319.*

Nagymarosy, A. & Báldi-Beke, M. 1993: The Szolnok unit and its probable paleogeographic position. *Tectonophysics, 226, 457 - 470.*

Oberhauser, R. 1993: Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalaflysch des Rätikon. *Jb. Geol. B. - A., 126, 1, 71 - 93.*

Pamić, J., Árkai, P., O'Niel, J. & Antal, C. 1992: Very low- and low-grade progressive metamorphism of Upper Cretaceous sediments of Mt. Motajica, northern Dinarides, Yugoslavia. *In: Conferences - Symposia - Seminars, Spec. Vol. IGCP Project 276. GÚDŠ, Bratislava, 131 - 146.*

Pospíšil, L. & Bodoky, T. 1981: Charakteristika hlbinnej stavby a neogénny magmatizmus v oblasti transkarpatskej depresie. *Mineralia slov., 13, 4, 289 - 306.*

Soták, J. 1994: Underplate factor for the opening of the East Slovakian Basin (Western Carpathians). *Int. Assoc. Sedimentol., Abstracts book, De Frede - Napoli, 384.*

Soták, J., Čverčko, J., Kováč, M., Rudinec, R. & Spišiak, J. (v tlači): Geotektonické interpretácie a možné korelácie jednotiek v pred-

neogénnom podloží východoslovenskej panvy. *In: III. Geologické dni J. Slávika - Košice 1994. Konferencie - Sympózia - Semináre. GÚDŠ, Bratislava.*

Soták, J., Rudinec, R. & Spišiak, J. 1993b: The Penninic "pull-apart" dome in the pre-Neogene basement of the Transcarpathian Depression (Eastern Slovakia). *Geol. Carpath., 44, 1, 11 - 16.*

Soták, J. & Spišiak, J. 1991: Litostratigrafia a petrografia komplexov podložia východoslovenskej panvy (pozdišovsko-iňačovská jednotka - I. etapa). *Manuskript - archív Nafta PŤS Michalovce, 110.*

Soták, J. & Spišiak, J. 1992: The penninic-like sequences (Bündnerschiefer with ultramafite bodies) in the pre-Neogene basement of the East Slovakia basin. *Terra nova, abstract Suppl., 2, 4, 61.*

Soták, J., Spišiak, J., Biroň, A. & Bebej, J. 1992: Litostratigrafia a petrografia komplexov podložia východoslovenskej panvy. *Manuskript - archív Nafta PŤS Michalovce, 164.*

Soták, J., Spišiak, J., Kováč, M., Biroň, A. & Bebej, J. 1993a: Výskumy podložných komplexov východoslovenskej panvy a interpretácie jej štruktúrneho vývoja. *Manuskript - archív Nafta PŤS Michalovce, 117.*

Soták, J., Spišiak, J. & Biroň, A. 1993c: Postavenie Pozdišovsko-iňačovskej jednotky v štruktúrnom pláne Západných Karpát. *Zemní plyn a nafta, 38, 1, 3 - 8.*

Sviridenko, N. G. 1976: Geological structure of the Pre-Neogene substratum of the Transcarpathian Depression. *Mineralia slov., 8, 5, 395 - 406.*

Szepesházy, K. 1973: Late Cretaceous and Paleogene Formations in the Northwestern Part of the Tiszántul. *Academical press, Budapest, 96.*

Szentgyörgyi, K. 1989: Sedimentological and faciological characteristics of the Senonian pelagic formations of the Hungarian Plain. *Acta geol. Hung., 32, 1 - 2, 107 - 116.*

Šútora, A., Leško, B., Čverčko, J. & Šrámek, J. 1990: Príspevok geofyzikálnych dát k riešeniu geologickej stavby a roponádejnosti juhovýchodného Slovenska. *Mineralia slov., 22, 193 - 212.*

Teichmüller, M., Teichmüller, R. & Weber, K. 1979: Inkohlung und Illitkristalinität. Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. Fortschr. *Geol. Rheinl. Westf., 27, 201 - 276.*

Vozár, J., Tomek, Č. & Vozárová, A. 1993: Reinterpretácia pred-neogénneho podložia východoslovenskej panvy. *Mineralia slov., 25, Geovestník, 1 - 2.*

Warr, N. L. & Rice, H. N. 1994: Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *J. metamorphic. Geol., 12, 141 - 152.*

## Geological structure of the East Slovakian basin basement in the light of facts and regional tectonic context

The article gives views on some interpretations of the structure and composition of the pre-Neogene basement of the East Slovakian basin (Vozár et al., 1993). The authors express objections to the division of the complexes of the Pozdišovce-Iňačovce Unit into sections, which have different metamorphic grade, lithological composition, styles of tectonic deformation and recyclicity of phyllite and carbonate clasts. Metamorphic influence in the Eocene formations of the Pozdišovce-Iňačovce Unit (Zbudza-1 borehole) can be confirmed by mineral assemblages, illite "crystalinity" method (IC) and vitrinite reflectance. The average IC value (n = 57) is 0.295 ± 0.06° delta 2 theta (21 %), while anchizone limits are 0.25 - 0.42° delta 2 theta (calibrated against CIS interlaboratory standards; Warr and Rice, 1994). Three types of coexisting macerals were found by study of the organic matter in the three chosen samples, with different reflectivity values:

1. inertinite: $R_o$max = 5.22 % (± 0.54); $R_o$min = 3.56 % (± 0.52); n = 58
2. vitrinite: $R_o$max = 5.75 % (± 0.72); $R_o$min = 3.37 % (± 0.67); n = 36
3. graphite: $R_o$max = 12.3 % (± 1.8); $R_o$min = 0.41 % (± 0.07); n = 5.

These values correspond to the meta-anthracite stage of transformation of organic matter (Teichmüller et al., 1979).

The differences in lithological composition and deformation character of the rocks from the boreholes Zbudza-1, Lesné-2 and Senné-1 stated by Vozár et al. (1993) are not really confirmed. As in other complexes of the Pozdišovce-Iňačovce Units, the metamorphic lithology of metapelites, the siliciclastic composition of metaarenites, complete schistosity, dense systems of lineation, crenulation cleavage (Fig. 1, 2), etc. are also characteristic of these rocks.

The regional-tectonic correlations of Vozár et al. (1993) are based on the idea of the connection of the Pozdišovce-Iňačovce Unit and the Szolnok trough, which the authors placed in opposition to the interpretation of the Penninic attribution of this unit (Soták et al., 1993b). The main argument for the correlation of the Pozdišovce-Iňačovce Unit and the Szolnok trough should be their direct connection. The Szolnok flysch forms a 30 - 40 km wide zone extending from Szolnok to Debrecen. Toward the NE, it does not reach Nyíregyháza and Beregovo, as Vozár et al. (Fig. 1) show, but it does turn into the area of the Rumanian Carei and continues up to Satu Mare, where it is lost under the volcanites of the Gutii Mts. Such a course of the Szolnok flysch can also be traced in gravimetric data. The Szolnok flysch appears as a zone of negative gravity anomalies, which does not continue to the north of the Peri-Pannonian Fault, but suddenly narrows and turns to the east (Pospíšil and Bodoky, 1981). The Iňačovce-Kričevo Unit, on the other hand, appears as a significant positive anomaly. The character of the gravity field of both units is therefore entirely different. From this, it follows that the course of the Szolnok flysch indicates rather its connection with the Maramures flysches and the Transylvanian Basin, with which it also shares a number of similar Eocene facies. Therefore various authors call this zone the Szolnok-Maramures trough (Fig. 3, Balla, 1988a, Körössy, 1977; Nagymarosy and Báldi-Beke, 1933, etc.). The geographical nearness of the Pozdišovce-Iňačovce Unit and the Szolnok Unit, cannot be an argument for their geological correlation. The present position of the Szolnok flysch is a result of Tertiary horizontal movements, which shifted it from a marginal position to an interplate position (Fig. 4, Nagymarosy and Báldi and Beke, 1993).

The connection between the Pozdišovce-Iňačovce Unit and the Szolnok trough should also be documented by the identity of their lithostratigraphic development. The Szolnok Unit is formed by Upper Cretaceous and Paleogene sediments, which were detached from substrata similar to the units of the Mecsek and Northern Alföld (Balla, 1987; Berczi and Makk, 1986; Kovacs et al., 1989). The Mesozoic of these units is developed in facies, which are more characteristic of the Pieniny Klippen Belt and Magura Unit. The Mesozoic substratum of the Szolnok flysch does not correspond in character to the Jurassic and Cretaceous schistose formations of the Iňačovce-Kričevo Unit.

The Upper Cretaceous sediments of the Szolnok trough are developed mostly in pelagic marly facies (flysch formations are present only in the Debrecen area - Szepesházy, 1973), which are comparable to the Púchov marls of the Pieniny Klippen Belt

(Szentgyorgyi, 1989). We have no similar sediments in the Pozdišovce-Iňačovce Unit, and they are found only locally (Romanovo Formation) in the Kričevo Unit. The Paleogene filling of the Szolnok trough is formed by strongly overfolded Eocene flysch and Oligocene flyschoid formations.

The Szolnok trough is a structure, which originated in the Upper Cretaceous. It was based on a large kinematic boundary dividing two parts of Tisia (Balla, 1988b). The Szolnok trough is assigned to the so-called folded flysch zone surrounding the Adriatic promontory (Balla, 1988b). This zone includes the Rhenodanubian, Magura, Maramures, Szolnok and Sarajevo flysch units (Fig. 5, Balla, 1988a). The Szolnok trough is therefore part of a zone, the western part of which is formed by the North Penninic flysch units. According to some authors, the North Penninic units of the Carpathians (Pieniny Klippen Belt and Magura flysch) are divided into two branches, with one continuing into the Outer Dacides (the "Black Flysch" and Ceahlau Unit). The other extends into the Inner-Pannonian mobile zone and its continuation is the Szolnok flysch (Kovács, 1982; Chain et al., 1980, etc.). In this context, both the Pozdišovce-Iňačovce Unit and the units in the Alföld zone are part of the Penninic domain (compare Kázmér and Kovács, 1985). The controversial aspect of this problem is whether the Szolnok-Maramures trough is connected with the structure of the frontal accretion of the Penninic domain (the Magura zone), or with its subducted parts, which were exposed in the zone of strong hinterland extension southward of the Klippen Belt (Iňačovce-Kričevo Unit). However the Pozdišovce-Iňačovce Unit shows the features of Penninic development much more comprehensively than the units of the Alföld. Therefore, we think that the Pozdišovce-Iňačovce Unit represents more internal Penninic zone, which has no direct connection with the Szolnok trough.

*Mineralia Slovaca, 27 (1995), 9 - 19*

# Stanovenie P-T podmienok metamorfózy horninových komplexov Spišsko-gemerského rudohoria

SHAH WALI FARYAD

Katedra geológie a mimeralógie, BF Technickej univerzity, 043 84 Košice

*(Doručené 14.7.1994, revidovaná verzia doručená 15.10.1994)*

**Determination of P-T conditions of metamorphism in the Spiš-Gemer Ore Mts. (Western Carpathians)**

P-T conditions of Variscan as well as Alpine metamorphism in the Spiš-Gemer Ore Mts. have been estimated using the mineral composition and equilibrium reaction. Both greenschist and amphibolite facies rocks of the Early Paleozoic sequences were metamorphosed under medium-pressure conditions. The greenschist facies rocks were consequently overprinted by contact metamorphism of the Permian granitoid magmatism in the central part of Gemericum. Alpine metamorphism resulted in high-pressure/low-temperature as well as very low-grade metamorphism of Early and Late Palaeozoic and some Triassic sequences.

**Key words:** Gemericum, metamorphism, Variscan, Alpine, P-T conditions

## Úvod

V posledných rokoch sa o metamorfovaných horninách Spišsko-gemerského rudohoria (ďalej SGR), získalo viac nových petrologických údajov, avšak celkový metamorfný vývoj tejto oblasti zostáva stále nejasný. Jednou z príčin je odlišné chápanie geologickej stavby územia (vzťahu metamorfne odlišných jednotiek), a z toho prameniaci aj odlišný prístup k interpretácii východiskových údajov. Ako príklad možno uviesť vzťah rulovo-amfibolitového komplexu a rakoveckej skupiny, ktorý jedni autori pokladajú za tektonický (Hovorka et al., 1984; Faryad, 1990), kým iní (Grecula, 1982; Radvanec, 1992) vidia medzi nimi postupný prechod. Nesúlad v hodnotení P-T podmienok v rámci nízkometamorfovaných sekvencií vyplýva z nedostatku indexových minerálov, ale aj z malej vierohodnosti východiskových údajov, a to najmä o staropaleozoických jednotkách, ktoré sú alpínsky prepracované.

Petrografickú charakteristiku litologických typov metamorfovaných hornín SGR obsahujú naše predchádzajúce práce (Faryad, 1990, 1991a, 1991b, 1991c). V tejto štúdii prezentujeme výsledky termodynamických výpočtov dotýkajúce sa staropaleozoických, ale aj mladších útvarov tejto oblasti. P-T podmienky metamorfózy sa interpretovali na základe zloženia a rovnovážnych reakcií medzi minerálmi.

*Použité skratky minerálov:* Ab albit, Ace Al celadonit, Act aktinolit, Alm almandín, An anortit, Bt biotit, Chl chlorit, Ctd chloritoid, Gl modrý amfibol, Gr granát, Grs grossulár, Hb hornblend, Kf K živec, Ms muskovit, Pg paragonit, Ph fengit, Prp pyrop, Qtz kremeň, Sps spessartin, Tar taramit, Tr tremolit, Prl pyrofylit, W $H_2O$.

## Charakteristika hornín a výpočet P-T podmienok metamorfózy

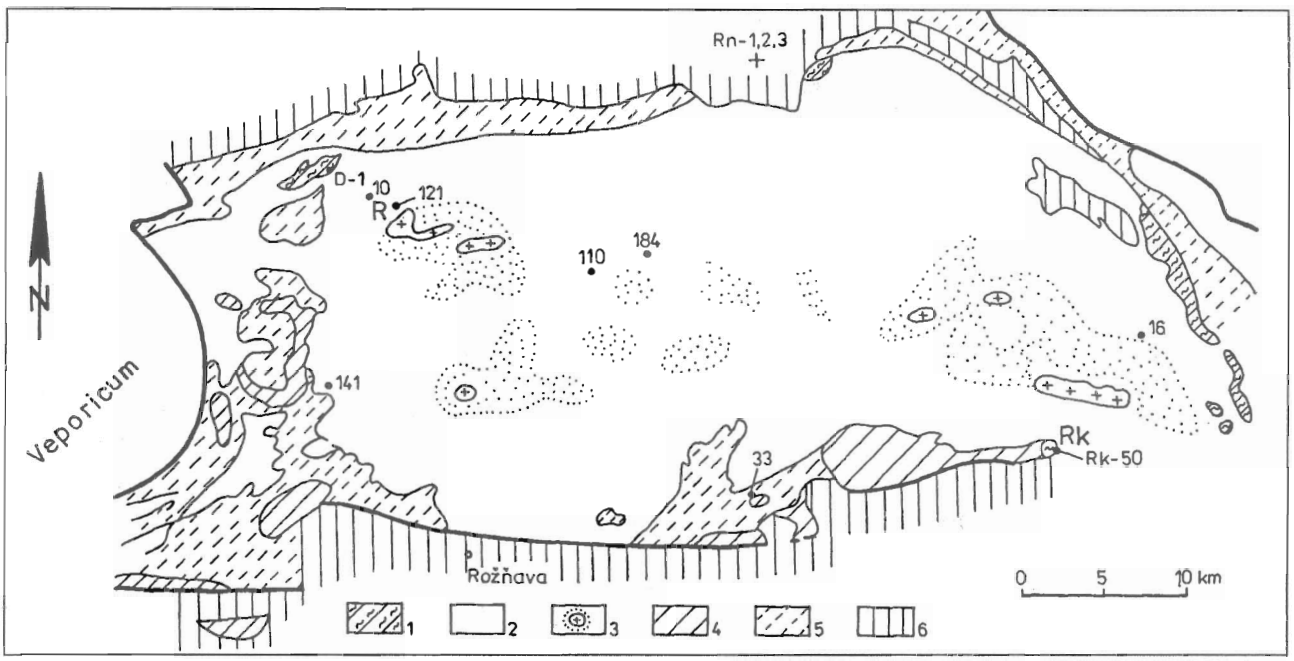
Podľa stupňa a charakteru metamorfózy možno v SGR rozlíšiť nasledujúce metamorfované súbory (obr. 1).

Rulovo-amfibolitový komplex vystupuje v podobe tektonických šupín a blokov na severnom a východnom okraji rakoveckej skupiny. Pre styk týchto hornín s metamorfitmi fácie zelených bridlíc je miestami charakteristická prítomnosť mylonitov fácie epidotických amfibolitov (Faryad, 1990). Susedné fylity rakoveckej skupiny, ktoré zvyčajne vykazujú stupeň chloritovej zóny fácie zelených bridlíc, lokálne v oblasti Klátova, ale aj Rudnian, obsahujú granát a biotit. S horninami rulovo-amfibolitového komplexu sa paralelizujú amfibolity a amfibolické ruly pri Rudníku (južná časť gemerika), ktoré boli vzápätí glaukofanizované (Faryad, 1988). V súlade s K-Ar vekmi (391 ± 18 a 448 ± 23 m. r., Kantor et al., 1980) bola táto metamorfóza ranovariská, resp. sa začala už v predvariskej etape.

Metamorfity fácie zelených bridlíc predstavujú podstatnú časť staropalaeozoického fundamentu a tvoria gelnickú, rakoveckú a črmeľskú skupinu. O predvrchnokarbónskom veku metamorfózy, ale aj o tektonickom násune rulovo-amfibolitového komplexu na ne svedčí prítomnosť obliakov obidvoch metamorfne odlišných hornín v nadložných vrchnokarbónskych zlepencoch (Rozložník, 1965; Vozárová, 1973). Permské granitoidy, ktorých K/Ar a Rb/Sr vek je stanovený na 270 - 222 m. r. (Kovách et al., 1985), spôsobili kontaktnú metamorfózu staropaleozoických hornín v strednej časti gemerika.

Komplex vysokotlakových nízkoteplotných hornín vystupuje v podobe tektonických šupín v meliatskej skupine, príp. sú tieto horniny nasunuté na paleozoické jednotky v južnej a západnej časti gemerika. Na základe K/Ar a $^{39}Ar/^{40}Ar$ údajov (Maluski et al., 1993; Henjes-Kunst a Faryad, v tlači) sa predpokladá jurský vek (154 m. r.) tejto metamorfózy.

Veľmi nízkometamorfované až nízkometamorfované horniny mladopaleozoického obalu (vrchný karbón a perm) vyskytujúce sa v okrajových častiach gemerika.




Obr. 1. Schematická mapa metamorfovaných súborov Spišsko-gemerského ruhoria. 1 - rulovo-amfibolitový komplex, 2 - metamorfity fácie zelených bridlíc (1 a 2 - staršie paleozoikum), 3 - povrchové výskyty granitoidov a ich kontaktné dvory, 4 - komplex vysokotlakových nízkoteplotných hornín meliatskej jednotky, 5 - veľmi nízko metamorfované jednotky mladšieho paleozoika a mezozoika, 6 - nemetamorfované mezozoikum, R - Rakovec, Rk - Rudník. Plné krúžky s číslami predstavujú lokalizáciu vzoriek. Krížik znázorňuje lokalizáciu vzoriek Rn-1 až 3 pod povrchom.

Fig. 1. Schematic map of metamorphic sequences of the Spiš-Gemer Ore Mts. 1 - gneiss-amphibolite complex, 2 - greenschist facies metamorphic rocks (1 - 2 - Early Paleozoic), 3 - surface occurrences of Permian granitoids and their thermal aureoles, 4 - The Meliata high-pressure Complex (Triassic-Jurassic), 5 - Late Paleozoic units, underwent very low-grade metamorphism, 6 - unmetamorphosed Mesozoic, R - Rakovec, Rk - Rudník. Solid circles represent sample localities, crosses with designation Rn-1-3 indicate sample location under surface.

## Metódy

Na výpočet P-T podmienok metamorfózy sa použili mikrosondové analýzy minerálov. Reprezentatívne analýzy niektorých minerálov sú v tab. 1, 4, 6 a 7. Pomer dvojmocného a trojmocného železa na výpočet vzorcov minerálov sa stanovil nasledujúco: amfibol (normalizácia na základe 46 nábojov), granát ($Al^{VI}$ + Cr + Ti + $Fe^{3+}$ = 2) a fengit (21 - (Ca + Ba) * 0,5 s vynechaním medzivrstvových katiónov). Okrem rôznych geotermobarometrov sa na výpočet metamorfných podmienok použil program Ge0-Calc (Brown et al., 1989). Pre nedostatok termodynamických údajov niektorých Fe členov minerálov sa na výpočet P-T podmienok metamorfózy použil systém MASH, príp. K(Ca)MASH. Použité modely aktivít konečných členov minerálov v programe Ge0-Calc sú podľa týchto autorov: Guiraud et al. (1990), Evans (1990), Massonne (1991), a Will a Powell (1992). Pre neprítomnosť karbonátu v analyzovaných vzorkách a v súlade s Evansom (1990) sa v metamorfných fluidách predpokladá nízky podiel $X_{CO2}$ (nižší ako 0,1). Keďže rozdiel v P-podmienkach, vypočítaných pre $X_{H2O}$ = 1,0 a 0,9 je nepatrný, v tejto práci používame rovnovážne reakcie získané na základe $X_{H2O}$ = 1,0.

### *Rulovo-amfibolitový komplex*

Podmienky metamorfózy tohto komplexu v amfibolitovej fácii hodnotia všetci autori študujúci tieto horniny (Hovorka a Spišiak, 1981; Spišiak a Hovorka, 1984; Faryad, 1986; Radvanec, 1992) rovnako. Hlavný rozdiel je v chápaní tlakového charakteru metamorfózy. Na rozdiel od strednotlakovej metamorfózy (okolo 6 kbar a podľa niektorých výpočtov až 10 kbar, Faryad, 1990) Radvanec (l. c.) odhaduje tlak 2 - 2,5 kbar pri teplote 600 - 630 °C, čo zodpovedá geotermálnemu gradientu okolo 70 °C. Na strednotlakovú povahu metamorfózy však poukazujú aj novšie termodynamické a geotermobarometrické výpočty prezentované v tejto práci. Reprezentatívne analýzy minerálov použité na výpočet P-T podmienok sú v tab. 1. Tlakové podmienky 6,2 - 10 kbar pri 580 - 630 °C (tab. 2) sa získali použitím geotermometra Grahama a Powella (1984) a geobarometra (Khon a Spear, 1989), pri granatických amfibolitoch oblasti Rudnian granaticko-amfibolických rulách pri Rudníku. Podobné tlakové podmienky ukazujú rovnovážne krivky reakcie (1; obr. 2), vypočítané na základe termodynamických údajov Bermana (1988) a programu Ge0-Calc (Brown et al., 1989).

Rovnovážne krivky reakcií (2 - 5) obsahujúcich granát, muskovit, biotit a plagioklas vypočítané podľa programu Ge0-Calc (Brown et al., 1989) vytvárajú invariantné body pri 9 - 10 kbar a 650 - 700 °C (obr. 2). Tlak 6,2 - 8,7 kbar teplota 580 - 700 °C (tab. 2) týchto hornín sa vypočítali geotermobarometrickými metódami Ghenta a Stouta (1981), Ferryho a Speara (1978), Perčuka a Lavrantevej (1983) a Ganguliho a Saxena (1984). Aj keď rozptyl v hodnotení P-T podmienok (obr. 2) rulovo-amfibolitové-

Tab. 1
Reprezentatívne chemické analýzy minerálov z hornín rulovo-amfibolitového komplexu
Representative chemical analyses of metamorphic minerals from the gneiss-amphibolite complex

| | granát | | | | | | biotit | | fengit | | hornblend | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Vzorka | Rk-50 | | D-1 | Rn-1 | Rn-2 | Rn-3 | D-1 | Rn-2 | D-1 | Rn-2 | Rk-50 | | Rn-1 | Rn-3 |
| | rim | core | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ | 36,87 | 37,08 | 37,68 | 38,14 | 37,57 | 37,86 | 35,74 | 35,41 | 47,81 | 48,01 | 43,35 | 43,69 | 45,79 | 46,51 |
| $TiO_2$ | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,08 | 0,00 | 0,06 | 3,05 | 1,56 | 0,70 | 0,51 | 0,92 | 1,22 | 1,08 | 1,56 |
| $Al_2O_3$ | 21,32 | 21,05 | 21,22 | 21,67 | 21,32 | 21,79 | 18,58 | 18,34 | 27,83 | 29,82 | 11,98 | 11,38 | 8,90 | 9,11 |
| $Cr_2O_3$ | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,04 | 0,00 | 0,00 |
| $Fe_2O_3$ | 0,69 | 1,14 | 0,14 | 0,00 | 0,62 | 0,00 | - | - | - | - | 2,12 | 2,86 | 0,00 | 0,00 |
| FeO | 29,52 | 28,85 | 28,18 | 26,53 | 27,65 | 26,36 | 17,81 | 18,31 | 3,31 | 3,42 | 14,73 | 14,54 | 14,60 | 16,02 |
| MnO | 3,34 | 3,12 | 5,89 | 3,39 | 1,76 | 1,97 | 0,21 | 0,22 | 0,05 | 0,03 | 0,33 | 0,42 | 0,34 | 0,13 |
| MgO | 4,05 | 4,45 | 3,79 | 3,31 | 4,13 | 3,64 | 10,71 | 13,12 | 3,76 | 2,81 | 9,69 | 10,12 | 13,43 | 11,56 |
| CaO | 3,98 | 4,23 | 3,22 | 6,76 | 6,81 | 8,43 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 10,97 | 10,65 | 9,78 | 10,14 |
| $Na_2O$ | - | - | - | - | - | - | 0,09 | 0,06 | 0,31 | 0,21 | 1,27 | 1,24 | 1,35 | 1,40 |
| $K_2O$ | - | - | - | - | - | - | 9,61 | 9,32 | 10,72 | 10,52 | 0,52 | 0,61 | 0,16 | 0,15 |
| Cl | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,01 | 0,02 | - | - |
| F | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,23 | 0,24 | - | - |
| Spolu | 99,77 | 99,99 | 100,12 | 99,88 | 99,86 | 100,11 | 95,80 | 96,34 | 94,40 | 95,30 | 96,15 | 97,03 | 95,43 | 96,58 |
| prepočítané na | 12 (O) | | | | | | 22 (O) | | | | 23 (O) | | | |
| Si | 2,948 | 2,952 | 3,000 | 3,012 | 2,974 | 2,979 | 5,380 | 5,313 | 6,460 | 6,411 | 6,490 | 6,468 | 6,869 | 6,924 |
| Alt | 0,051 | 0,047 | 0,000 | 0,000 | 0,025 | 0,020 | 2,619 | 2,686 | 1,539 | 1,588 | 1,509 | 1,531 | 1,130 | 1,076 |
| Alo | 1,958 | 1,927 | 1,991 | 2,017 | 1,963 | 1,999 | 0,677 | 0,556 | 2,891 | 3,104 | 0,605 | 0,454 | 0,443 | 0,522 |
| Cr | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,004 | 0,000 | 0,000 |
| Ti | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,004 | 0,000 | 0,003 | 0,345 | 0,176 | 0,071 | 0,051 | 0,103 | 0,135 | 0,121 | 0,174 |
| $Fe^{3+}$ | 0,041 | 0,068 | 0,008 | 0,000 | 0,036 | 0,000 | - | - | 0,305 | 0,182 | 0,239 | 0,318 | 0,000 | 0,000 |
| $Fe^{2+}$ | 1,974 | 1,920 | 1,876 | 1,752 | 1,830 | 1,734 | 2,242 | 2,297 | 0,068 | 0,199 | 1,844 | 1,800 | 1,831 | 1,994 |
| Mn | 0,226 | 0,210 | 0,397 | 0,226 | 0,118 | 0,131 | 0,026 | 0,028 | 0,005 | 0,003 | 0,041 | 0,052 | 0,043 | 0,016 |
| Mg | 0,483 | 0,528 | 0,449 | 0,389 | 0,487 | 0,426 | 2,403 | 2,934 | 0,757 | 0,559 | 2,162 | 2,233 | 3,003 | 2,565 |
| Ca | 0,340 | 0,360 | 0,274 | 0,572 | 0,577 | 0,710 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 1,759 | 1,689 | 0,392 | 0,404 |
| Na | - | - | - | - | - | - | 0,026 | 0,017 | 0,081 | 0,054 | 0,367 | 0,356 | 1,571 | 1,617 |
| K | - | - | - | - | - | - | 1,845 | 1,783 | 1,847 | 1,791 | 0,098 | 0,115 | 0,030 | 0,028 |
| Cl | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,002 | 0,005 | - | - |
| F | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,110 | 0,110 | - | - |

Rk-50 - rula (Rudník), D-1 - rula (Dobšiná), Rn-1, Rn-3 - amfibolit (Rudňany), Rn-2 - rula (Rudňany)

Tab. 2
Vypočítaná teplota a tlak rulovo-amfibolitového komplexu gemerika
Temperatures and pressures calculated for the gneiss-amphibolite complex of the Gemericum

Hornblendovo-granátový geotermometer (Graham a Powell, 1984),
Hornblendovo-granátovo-plagioklasový geobarometer (Khon a Spear, 1989)

| Vzorka | Rn-1 | | Rn-3 | Rk-50 | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Analýza | 1 | 2 | | core | rim | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| T (°C) | 526 | 578 | 605 | 596 | 575 | 592 | 584 | 570 | 589 | 597 | 591 |
| P (kbar) | 7,9 | 8,5 | 8,8 | 9,3 | 7,0 | 8,7 | 10,7 | 8,6 | 9,2 | 9,0 | 8,2 |

Muskovitovo-plagioklasovo-biotitovo-granátový geobarometer (Ghent a Stout, 1981) a biotitovo-granátový geotermometer: T1 - Ferry-Spear, T2 - Percuk a Lauranteva (1983), T3 Ganguly a Saxene (1985). Tlakové hodnoty sú priemerné z modulu PFe1, PFe2, PMg1 a PMg2

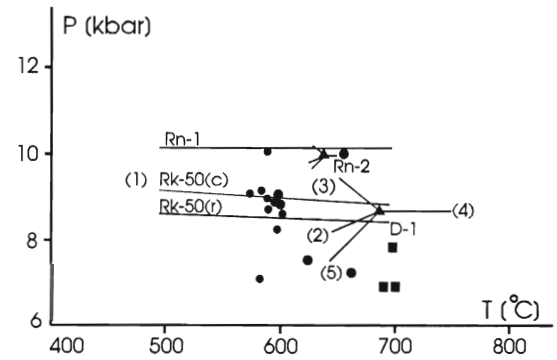
| Vzorka | T1 | T2 | T3 | P | Vzorka | T1 | T2 | T3 | P |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| D-1a | 708 | 664 | 678 | 8,1 | Rn-2 (r) | 589 | 609 | 574 | 9,1 |
| D-1b | 700 | 654 | 667 | 6,7 | R-2b | 651 | 621 | 648 | 7,5 |
| Rn-2 (c) | 650 | 641 | 602 | 10,3 | 185 | 711 | 667 | 689 | 6,6 |

Tlakové hodnoty sú priemerom z modulu PFe a P Mg; vzorka 185 je z lokality Klátov (Faryad, 1986).

ho komplexu čiastočne spôsobila aplikácia rozličných geotermobarometrických metód, horniny z oblasti Rudnian a Rudníka vcelku dávajú vysoký tlak a z oblasti Dobšinej a Klátova relatívne nízky tlak a vysokú teplotu.

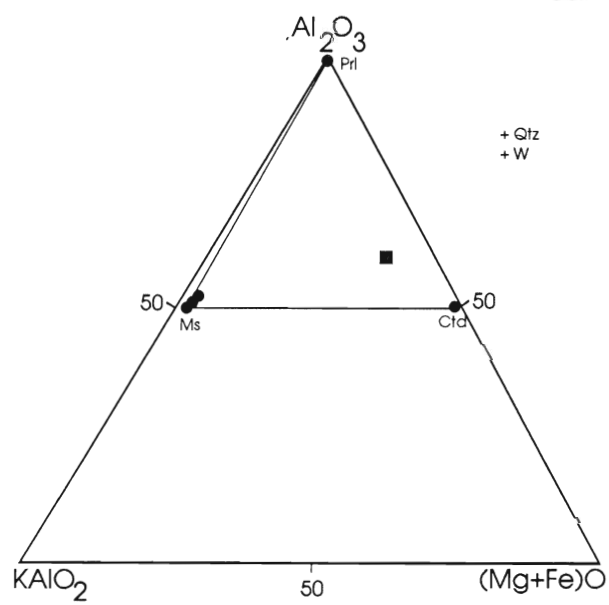
*Metamorfity fácie zelených bridlíc*

Podobne ako pri rulovo-amfibolitovom komplexe, aj tu je hlavný rozpor v hodnotení tlakových podmienok meta-



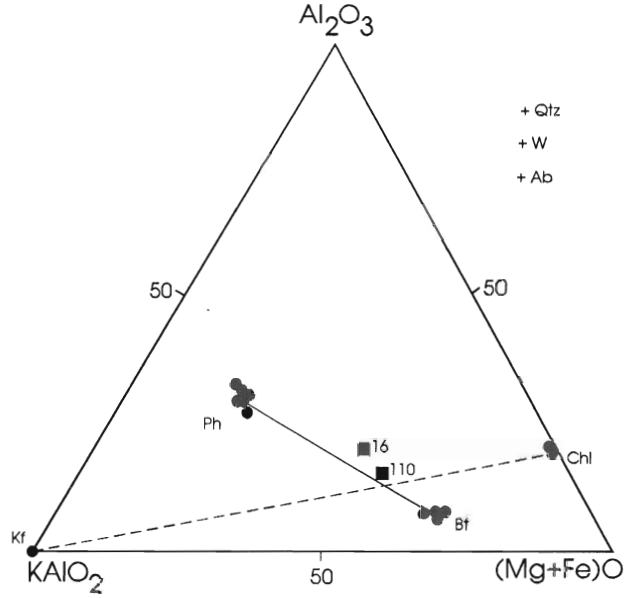

Obr. 2. Rovnovážne krivky a ich invariantné body získané použitím termodymanických údajov a programu GeO-Calc (Berman, 1988; Brown et al., 1989) pre horniny rulovo-amfibolitového komplexu. (1) An + Hbl = Grs + Prp + Qtz + W, (2) Bt + An = Grs + Ms + Py, (3) Ms + Bt + Qtz = Ace + Py, (4) An + Bt + Qtz = Grs + Py + Ace, (5) Grs + Ms + Bt + Qtz = An + Ace. Trojuholníky reprezentujú invariantné body reakcií (2 - 5). Prázdne krúžky (Rn-1, Rn-2), plné krúžky (Rk-50), prázdne štvorce (D-1) a plný štvorec (185) zodpovedajú P-T podmienkam uvedeným v tab. 2. Označenie vzoriek ako v tab. 1. c a r znázorňujú stred a okraj analýz použitých na výpočet.

Fig. 2. Equilibrium curves and their invariant points obtained using thermodynamic dataset and GeO-Calc program (Berman, 1988; Brown et al., 1989), for the gneiss-amphibolite complex. (1) An + Hbl = Grs + Prp + Qtz + W, (2) Bt + An = Grs + Ms + Py, (3) Ms + Bt + Qtz = Ace + Py, (4) An + Bt + Qtz = Grs + Py + Ace, (5) Grs + Ms + Bt + Qtz = An + Ace. Triangles represent invariant points of reactions (2 - 5). Open circles (Rn-1, Rn-2), solid circle (Rk. 50), open square (D-1) and solid square (185) show P-T conditions listed in Table 2. Sample numbers are the same as in Table 1. c and r correspond to core and rim of grains, respectively.



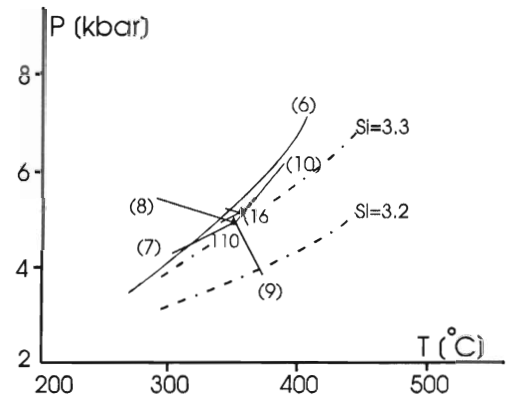

Obr. 3. $Al_2O_3$:$KAlO_2$:(Mg + Fe)O diagram horniny bohatej na Al s pyrofylitom, chloritoidom a muskovitom (vzorka 141). Štvorec predstavuje celkové zloženie horniny.

Fig. 3. $Al_2O_3$:$KAlO_2$:(Mg + Fe)O diagram for Al-rich rocks, containing pyrophyllite, chloritoid and muscovite (sample 141), squares represent the bulk rock composition.




Obr. 4. Podobne ako na obr. 3, ale pre kyslé až intermediárne metavulkanity.

Fig. 4. The same as in Fig. 3, but for salic and intermediate metavolcanic rocks.




Obr. 5. Rovnovážne krivky a ich invariantné body zistené pre staropaleozoické metamorfity fácie zelených bridlíc. (6) Prl + Ace = Ms + Ctd + Qtz, (7) Kf + Chl + Qtz + W = Ms + Ace, (8) Kf+ Chl = Bt + Ms + Ace + Qtz, (9) Kf + Chl = Bt + Ms + Qtz + W, (10) Ace = Phl + Kf + Qtz + W. Izoplety Si vo fengite sú podľa Massonna (1991).

Fig. 5. Equilibrium curves and their invariant points, obtained for the Early Paleozoic greenschist facies rocks. (6) Prl + Ace = Ms + Ctd + Qtz, (7) Kf + Chl + Qtz + W = Ms + Ace, (8) Kf + Chl = Bt + Ms + Ace + Qtz, (9) Kf + Chl = Bt + Ms + Qtz + W, (10) Ace = Phl + Kf + Qtz + W. Isopleths of Si in phengite are after Massonne (1991).

morfózy. Vozárová (1993) na základe hodnôt parametra bo z muskovitu, predpokladá v gelnickej, rakoveckej a čremeľskej skupine nízkotlakovú metamorfózu (2,7 kbar pri 370 °C). Naopak vysoký tlak (13 kbar pri 500 °C) predpokladá autorka (l. c.) pri metabazitoch s Na-Ca amfibolom, ktoré Hovorka et al. (1988) považujú za produkt strednotlakovej metamorfózy. Ale Vozárová (l. c.) neuvádza, podľa čoho takýto vysoký tlak predpokladá. Nezdôvodňuje ani dva opačné metamorfné trendy, ktoré pripisuje gelnickej a rakoveckej skupine.

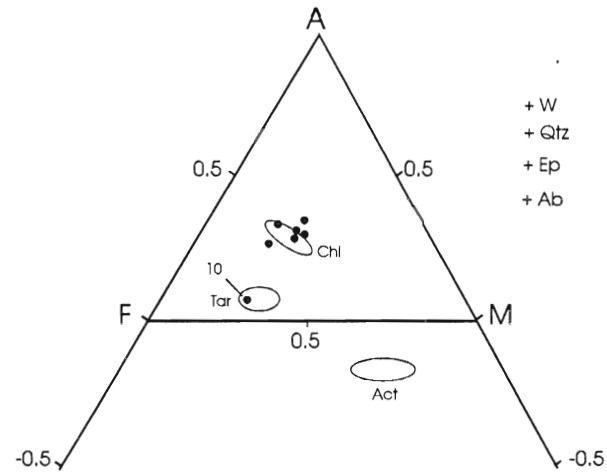
Tab. 3
Chemické a modálne zloženie staropaleozoických metamorfitov fácie zelených bridlíc
Chemical analyses and mineral modes of the Early Paleozoic greenschist facies rocks

| Vzorka | 141 | 110 | 16 | 184 | 10 |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 73,10 | 69,60 | 53,60 | 47,82 | 44,00 |
| $TiO_2$ | - | 0,00 | 2,65 | 4,47 | 4,47 |
| $Al_2O_3$ | 18,35 | 16,56 | 12,40 | 12,28 | 14,80 |
| $Fe_2O_3$ | 1,11 | 3,42 | 5,33 | 8,71 | 6,37 |
| FeO | 2,79 | 3,44 | 9,15 | 7,52 | 8,12 |
| MnO | 0,00 | 0,06 | 0,15 | 0,18 | 0,21 |
| MgO | 0,26 | 2,98 | 2,85 | 4,41 | 5,81 |
| CaO | 0,47 | 0,67 | 5,13 | 6,01 | 8,47 |
| $Na_2O$ | 0,20 | 0,60 | 4,20 | 4,47 | 4,10 |
| $K_2O$ | 0,80 | 1,00 | 1,64 | 0,62 | 0,60 |
| $P_2O_5$ | - | - | 0,76 | 0,58 | 0,30 |
| $H_2O$ | 2,82 | 1,49 | 1,57 | 2,01 | 2,91 |
| Spolu | 99,90 | 99,82 | 99,43 | 99,08 | 99,96 |
| Modálne zloženie hornín | | | | | |
| Qtz | ---- | ---- | ---- | - | - |
| Chl | | - | - | -- | -- |
| Ms (Ph) | ---- | --- | --- | | |
| Ctd | ---- | | | | |
| Plr | - | | | | |
| Bt | | -- | - | - | - |
| Ab | | --- | --- | ---- | ---- |
| Kf | | - | - | | |
| Act | | | | ---- | ---- |
| Ep | | | - | --- | --- |
| Tnt | | | - | -- | -- |
| Stp | | | | - | |

---- >20 %, --- >5 %, - >1 %, - <1 %; 141 - kyslé metapyroklastikum - metamorfovaný tufit (Nižná Slaná), 110 - metaryolit (Stará Voda), 16 - metamorfované ryodacitové pyroklastikum (Hýľov), 184 - metagabro (Genier), 10 - metabazalt (Rakovec)

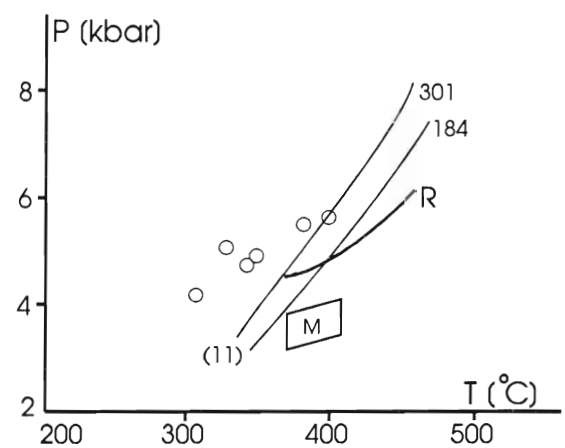
Ako sme už v úvode spomenuli, hlavný problém pri stanovovaní podmienok variskej metamorfózy spočíva v tom, že nie je známy stupeň a intenzita alpínskeho prepracovania staropaleozoického fundamentu. Ak sa granatické amfibolity pri Rudníku pokladajú za súčasť rulovo-amfibolitového komplexu (Faryad, 1988), potom časť staropaleozoického fundamentu prekonala metamorfózu vo fácii modrých bridlíc. Ako výsledok rastu tlaku po skončení metamorfózy v amfibolitovej fácii možno interpretovať aj granát, bohatý na grossulár, ktorý lemuje starší granát amfibolitovej fácie v klátovských rulách (Faryad, 1990). Granát (1/3 Grs: 1/3 Alm: 1/3 Sps) vytvárajúci lem okolo magmatického granátu je opísaný aj z granitoidov gemerika (Faryad a Dianiška, 1989). Niektoré sedimentárne sekvencie zaraďované do obalového permu v južnej časti gemerika, napr. jasovské súvrstvie, evidentne prekonali vysokotlakovú metamorfózu (Faryad, v tlači).

Aj keď štruktúrne vzťahy väčšiny minerálov (Act, Ep, Bt) použité pri výpočte P-T podmienok ukazujú, že vznikli variskou metamorfózou, o jemnošupinkovitej sľude vo fylitických horninách to vždy s istotou tvrdiť nemožno. Na rozdiel od kompaktných hornín, v ktorých si relatívne hrubšie šupinky svetlej sľudy uchovávajú zloženie, ako aj pomer K/Ar až do fácie modrých bridlíc (Henjes-Kunst a Faryad, v príprave), v bridličnatých varietách nastáva deštrukcia jemných šupín sľudy a jej rovnováhy v nových podmienkach. S výnimkou hornín bohatých na Al (vzorka 141, tab. 3) má svetlá sľuda z väčšiny metapelitov a metapsamitov gelnickej a rakoveckej skupiny zloženie fengitu s obsahom Si 6,6 a $Fe_2$ + Mg 5,0 (tab. 4). Obr. 3 a 4 ukazujú závislosť zloženia svetlej sľudy od celkového zloženia horniny, ale aj od asociujúcich minerálov. Fengitickú svetlú sľudu zo sericitických fylitov črmeľskej skupiny analy-




Obr. 6. $Al_2O_3$:FeO:MgO diagram bázických hornín staršieho paleozoika gemerika, metamorfované vo fácii zelených bridlíc. Minerály a analýzy hornín (plné krúžky) sú premietnuté z $H_2O$, $SiO_2$, epidotu a albitu.

Fig. 6. $Al_2O_3$:FeO:MgO diagram for Early Paleozoic mafic rocks, underwent greenschist facies metamorphism. The mineral phases (solid circles) are projected from $H_2O$, $SiO_2$, epidote and albite.




Obr. 7. Rovnovážna krivka reakcie (11) Cz + Chl + Qtz = An + Tr+ W vypočítaná pre metabazity pri Genieri (184) a z črmeľskej skupiny (301). R - trend metamorfózy metabazitov, obsahujúcich Na-Ca amfibol pri Rakovci (Faryad a Bernhardt, v príprave). Krúžky zodpovedajú P-T podmienkam uvedeným v tab. 5. M - metamorfné podmienky vypočítané pre horniny bohaté na Mn (Faryad, 1994).

Fig. 7. The equilibrium curve of reaction (11): Cz + Chl + Qtz = An + Tr + W is calculated for metabasites of the Gelnica (184, locality Genier) and Črmeľ (301) Groups, respectively. R - metamorphic trend, obtained for Na-Ca-bearing metabasites in Rakovec (Faryad and Bernhardt, in preparation). Circles correspond to P-T conditions, given in Table 5. M-metamorphic conditions, calculated for Mn-rich rocks (Faryad, 1984).

Tab. 4

Reprezentatívne chemické analýzy minerálov zo staropaleozoických hornín gemerika metamorfovaných vo fácii zelených bridlíc

Representative chemical analyses of metamorphic minerals from the Early Paleozoic greenschist facies rocks of the Gemericum

| | fengit | | | | | biotit | | pyrofylit | | aktinolit | | chlorit | | | | chloritoid | | epidot | | taramit | granát |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 110 | | 16 | | 141 | 110 | 16 | 141 | | 184 | | 110 | 16 | 184 | 10 | 141 | | 184 | 10 | 10 | |
| $SiO_2$ | 48,78 | 48,61 | 46,11 | 47,46 | 45,56 | 35,78 | 34,42 | 66,32 | 66,20 | 48,61 | 47,60 | 24,35 | 25,14 | 25,06 | 25,66 | 24,02 | 23,67 | 36,73 | 37,24 | 39,64 | 38,18 |
| $TiO_2$ | 0,40 | 0,29 | 0,30 | 0,03 | 0,04 | 2,26 | 1,16 | 0,03 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,07 | 0,04 | 0,02 | 0,08 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,40 | 0,03 |
| $Al_2O_3$ | 28,07 | 27,21 | 26,95 | 27,28 | 37,34 | 14,38 | 16,25 | 27,96 | 38,34 | 4,05 | 4,59 | 20,06 | 20,18 | 17,65 | 19,34 | 39,93 | 39,59 | 21,24 | 24,71 | 16,11 | 17,91 |
| $Cr_2O_3$ | 0,02 | 0,07 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,05 | 0,00 | 0,04 | 1,38 | 1,72 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| $Fe_2O_3$ | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,02 | 0,00 | - | - | - | - | - | - | 15,65 | 12,01 | 5,72 | 6,84 |
| FeO | 3,84 | 3,78 | 4,60 | 3,10 | 0,58 | 22,99 | 22,76 | 0,14 | 0,19 | 19,86 | 20,59 | 30,00 | 28,99 | 30,13 | 26,48 | 25,62 | 26,05 | - | - | 15,95 | 1,36 |
| MnO | 0,03 | 0,06 | 0,03 | 0,06 | 0,00 | 0,14 | 0,18 | 0,03 | 0,01 | 0,10 | 0,35 | 0,18 | 0,45 | 0,44 | 0,49 | 0,39 | 0,47 | 0,13 | 0,03 | 0,27 | 1,36 |
| MgO | 2,70 | 2,77 | 2,92 | 2,63 | 0,18 | 9,24 | 7,96 | 0,04 | 0,05 | 9,61 | 8,94 | 12,14 | 10,68 | 12,64 | 14,28 | 1,70 | 1,68 | 0,02 | 0,08 | 5,12 | 0,67 |
| CaO | 0,09 | 0,08 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,07 | 0,02 | 0,03 | 0,00 | 0,15 | 0,02 | 0,06 | 0,02 | 0,05 | 0,02 | 0,01 | 23,29 | 23,52 | 7,43 | 33,24 |
| BaO | 0,34 | 0,22 | 1,53 | 0,50 | 0,11 | 0,02 | 0,12 | 0,00 | 0,06 | 11,32 | 11,27 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| $Na_2O$ | 0,11 | 0,11 | 0,03 | 0,10 | 0,58 | 0,05 | 0,02 | 0,09 | 0,06 | 0,92 | 1,03 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | - | - | 5,15 | - |
| $K_2O$ | 10,86 | 10,79 | 10,69 | 11,11 | 10,47 | 9,33 | 9,00 | 0,11 | 0,12 | 0,37 | 0,42 | 0,03 | 0,30 | 0,02 | 0,17 | 0,01 | 0,02 | - | - | 0,64 | - |
| Cl | - | - | - | - | - | 0,05 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | - | - | 0,00 | - |
| F | 0,02 | 0,41 | 0,64 | 0,25 | 0,13 | 0,57 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,08 | 0,00 | 0,08 | - | - | 0,00 | - |
| Spolu | 95,24 | 93,99 | 93,85 | 92,54 | 95,02 | 94,88 | 92,09 | 94,75 | 95,14 | 96,31 | 96,69 | 86,98 | 85,87 | 85,99 | 86,63 | 91,71 | 91,51 | 97,06 | 97,85 | 95,43 | 99,59 |
| prepočítané na | 22 (O) | | | | | | | 23 (O) | | 28 (O) | | | | | | 12 (O) | | 12.5 (O) | | 23 (O) | 12 (O) |
| Si | 6,599 | 6,664 | 6,462 | 6,654 | 6,056 | 5,640 | 5,539 | 7,996 | 7,960 | 7,388 | 7,259 | 5,337 | 5,541 | 5,575 | 5,543 | 2,015 | 1,999 | 2,985 | 2,961 | 6,102 | 2,961 |
| Alt | 1,400 | 1,335 | 1,537 | 1,346 | 1,944 | 2,359 | 2,460 | 0,004 | 0,039 | 0,611 | 0,740 | 2,662 | 2,458 | 2,424 | 2,456 | 3,949 | 3,941 | - | 0,038 | 1,897 | 0,038 |
| Alo | 3,075 | 3,060 | 2,912 | 3,161 | 3,905 | 0,312 | 0,621 | 3,969 | 3,977 | 0,113 | 0,085 | 2,521 | 2,783 | 2,204 | 2,468 | - | - | 2,034 | 2,277 | 1,026 | 1,599 |
| Cr | 0,002 | 0,007 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,006 | 0,000 | 0,003 | 0,002 | 0,000 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Ti | 0,040 | 0,029 | 0,031 | 0,003 | 0,004 | 0,267 | 0,140 | 0,002 | 0,000 | 0,005 | 0,000 | 0,010 | 0,006 | 0,004 | 0,012 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,046 | 0,001 |
| $Fe^{3+}$ | 0,009 | 0,000 | 0,271 | 0,000 | 0,000 | - | 0,000 | - | - | 0,158 | 0,197 | - | - | - | - | - | - | 0,957 | 0,718 | 0,662 | 0,399 |
| $Fe^{2+}$ | 0,424 | 0,433 | 0,267 | 0,363 | 0,064 | 3,030 | 3,062 | 0,014 | 0,018 | 2,524 | 2,625 | 5,499 | 5,343 | 5,605 | 4,784 | 1,798 | 1,840 | - | - | 2,053 | 0,088 |
| Mn | 0,003 | 0,006 | 0,003 | 0,007 | 0,000 | 0,018 | 0,024 | 0,003 | 0,001 | 0,012 | 0,045 | 0,032 | 0,083 | 0,083 | 0,090 | 0,028 | 0,033 | 0,008 | 0,001 | 0,034 | 0,089 |
| Mg | 0,544 | 0,566 | 0,610 | 0,550 | 0,036 | 2,171 | 1,909 | 0,006 | 0,009 | 2,176 | 2,032 | 3,966 | 3,510 | 4,192 | 4,596 | 0,212 | 0,211 | 0,002 | 0,009 | 1,175 | 0,077 |
| Ca | 0,013 | 0,011 | 0,004 | 0,000 | 0,000 | 0,008 | 0,012 | 0,003 | 0,003 | 1,843 | 1,841 | 0,003 | 0,015 | 0,004 | 0,011 | 0,001 | 0,000 | 2,028 | 2,004 | 1,225 | 2,762 |
| Ba | 0,018 | 0,011 | 0,083 | 0,027 | 0,005 | 0,001 | 0,007 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,009 | - | - | - | - | - | - | - | - | | |
| Na | 0,029 | 0,030 | 0,007 | 0,025 | 0,150 | 0,015 | 0,007 | 0,022 | 0,014 | 0,270 | 0,305 | 0,006 | 0,001 | 0,003 | 0,046 | 0,000 | 0,004 | - | - | 1,536 | - |
| K | 1,874 | 1,886 | 1,911 | 1,987 | 1,775 | 1,875 | 1,845 | 0,017 | 0,018 | 0,071 | 0,082 | 0,007 | 0,084 | 0,005 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | - | - | 0,126 | - |
| Cl | - | - | - | - | - | 0,013 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,003 | 0,008 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | - | - | 0,000 | - |
| F | 0,007 | 0,175 | 0,283 | 0,112 | 0,055 | 0,283 | 0,000 | 0,000 | 0,009 | 0,000 | 0,000 | 0,004 | 0,009 | 0,000 | 0,053 | 0,001 | 0,000 | - | - | 0,000 | - |

Tab. 5
P-T podmienky metabazitov pri Genieri (gelnická skupina, vzorka 184) a Babinej (rakovecká skupina, vzorka 121), získané amfibol-albitovo-kremenno-epidotovým geotermobarometrom (Triboulet, 1992)
P-T conditions of metabasites near Genier (Gelnica Group, sample 184) and Babina (Rakovec Group, sample 121), obtained using amphibole-albite-quartz-epidote geothermobarometry (Triboulet, 1992)

| | 184 | | | | 121 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| T (°C) | 330 | 400 | 400 | 350 | 300 | 380 | 350 |
| P (kbar) | 5 | 5,5 | 5,5 | 5 | 4 | 5,4 | 5,0 |

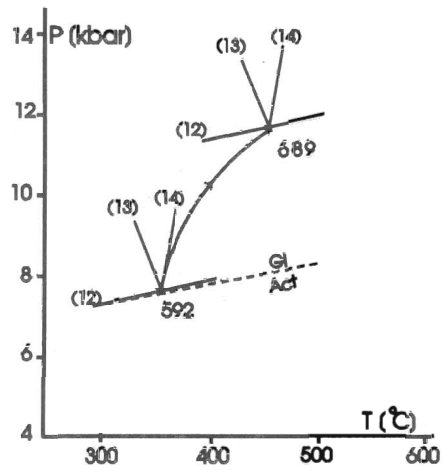
zovala Vozárová (1993). Pri väčšine jej analýz (l. c.) bol zvýšený obsah Na, čo poukazuje na možnú prítomnosť paragonitu. Okrem samostatných šupín sa paragonit vyskytuje v podobe mikrolamiel vo fengite. Vo viacerých analyzovaných vzorkách sme zistili paragonit. Vyskytuje sa samostatne alebo tvorí mikrolamely vo fengite.

Rovnovážna krivka reakcie podmieňujúcej tvorbu chloritoidu z pyrofylitu (reakcia 6, obr. 5) určuje spodnú hranicu teplotných podmienok metamorfózy. Neprítomnosť kaolínu v horninách v súlade s údajmi Freya (1978) svedčí o vyššej teplote ako 300 °C. Invariantné body reakcií (7 až 9) vypočítané pre kyslé a intermediárne metavulkanity (vzorka 16 a 110) ležia pri 360 °C a 4,5 - 4,8 kbar (obr. 5). Tlak okolo 4 - 5 kbar pri 300 - 350 °C dávajú aj izoplety Si vo fengite, ktoré experimentálne stanovil Massonn (1991). Takéto tlakové podmienky sa zistili na základe hodnôt parametra bo vypočítaných z chemických analýz fengitu podľa metódy Guidottiho a Sassiho (1989; pozri aj Vozárová, 1993). Na strednotlakový charakter metamorfózy staropaleozoických hornín poukazuje aj prítomnosť kyanitu v horninách bohatých na Al (Faryad a Dianiška, 1992).

Pre paragenézu aktinolit - epidot - chlorit z bázických hornín gelnickej a rakoveckej skupiny sa použitím geotermobarometra Tribouleta (1992) vypočítal tlak 4 - 5,5 kbar pri 350 - 400 °C (tab. 5). Ako prejav strednotlakovej metamorfózy možno uviesť horniny s Na-Ca amfibolom taramitového zloženia pri Rakovci (Hovorka et al., 1988). Podľa geologickej pozície sú tieto horniny súčasťou rakoveckej skupiny. Taramit je vyvinutý lokálne a jeho prítomnosť sa zdá byť závislá od zloženia, ale aj od štruktúrnej stavby hornín. Na obr. 6 leží hornina bohatá na taramit (vzorka 10) v poli taramitu a horniny s aktinolitom sú posunuté smerom k vrcholu A. Podobné príklady hornín s odlišnými minerálnymi asociáciami (napr. polohy nízkoteplotných eklogitov v modrých bridliciach) sú v geologickej literatúre známe (Schlistedt, 1986; El-Shazly et al., 1990). Pre minerálnu asociáciu s Na-Ca amfibolom, granátom, epidotom a chloritom z Rakovca sa vypočítal tlak 6 kbar pri 500 °C s retrográdnym trendom na 4,5 kbar pri teplote 430 °C (obr. 7, Faryad a Bernhardt, v príprave). Ak sa vezmú do úvahy

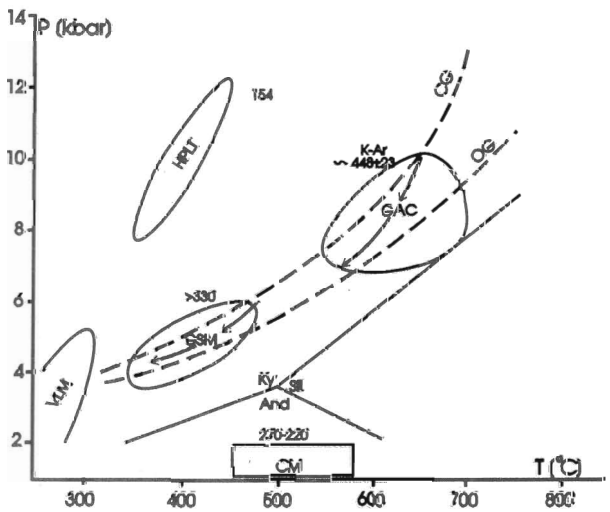
Tab. 6
Reprezentatívne analýzy minerálov z hornín vysokotlakového komplexu meliatika
Representative analyses of minerals from high-pressure rocks of the Meliata Complex

| | modrý amfibol | | granát | | epidot | | chlorit | | aktinolit |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Vzorka | 592 | 898 | 592 | 898 | 592 | 898 | 592 | 898 | 592 |
| $SiO_2$ | 53,88 | 54,96 | 36,36 | 36,79 | 36,31 | 37,66 | 25,77 | 24,55 | 53,56 |
| $TiO_2$ | 0,04 | 0,06 | 0,18 | 0,14 | 0,05 | 0,11 | 0,05 | 0,01 | 0,04 |
| $Al_2O_3$ | 4,53 | 10,76 | 19,28 | 20,82 | 20,99 | 27,34 | 17,20 | 18,25 | 1,82 |
| $Fe_2O_3$ | 3,41 | 1,10 | 2,42 | 1,20 | 16,14 | 7,55 | - | - | 0,55 |
| FeO | 20,33 | 17,36 | 14,69 | 24,09 | - | - | 29,17 | 33,47 | 12,44 |
| $Cr_2O_3$ | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | - | - | - | - | 0,02 |
| MnO | 0,20 | 0,16 | 17,22 | 2,98 | 0,77 | 0,06 | 0,97 | 0,47 | 0,76 |
| MgO | 6,22 | 4,84 | 0,04 | 0,24 | 0,02 | 0,00 | 13,02 | 10,11 | 14,77 |
| BaO | 0,03 | 0,00 | - | - | - | - | - | - | 0,00 |
| CaO | 1,19 | 0,55 | 9,16 | 13,65 | 21,26 | 24,07 | 0,15 | 0,03 | 11,82 |
| $Na_2O$ | 6,41 | 6,53 | - | - | - | - | 0,05 | 0,05 | 0,77 |
| $K_2O$ | 0,05 | 0,04 | - | - | - | - | 0,00 | 0,08 | 0,01 |
| F | 0,00 | 0,00 | - | - | - | - | 0,00 | 0,14 | 0,00 |
| Spolu | 96,29 | 96,36 | 99,37 | 99,96 | 95,54 | 96,79 | 86,38 | 87,16 | 96,56 |
| Prepočet na | 23 (O) | | 12 (O) | | 12,5 (O) | | 28 (O) | | 32 (O) |
| Si | 7,933 | 7,904 | 2,977 | 2,951 | 2,996 | 2,975 | 5,682 | 5,503 | 7,798 |
| Alt | 0,066 | 0,095 | 0,022 | 0,049 | 2,004 | 2,546 | 2,317 | 2,496 | 0,201 |
| Alo | 0,716 | 1,728 | 1,838 | 1,918 | - | - | 2,153 | 2,324 | 0,110 |
| Ti | 0,004 | 0,006 | 0,011 | 0,008 | 0,002 | 0,006 | 0,007 | 0,001 | 0,004 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | - | - | - | - | 0,002 |
| $Fe^{3+}$ | 0,378 | 0,119 | 0,149 | 0,072 | 1,002 | 0,448 | - | - | 0,060 |
| $Fe^{2+}$ | 2,503 | 2,088 | 1,005 | 1,615 | - | - | 5,379 | 6,274 | 1,515 |
| Mn | 0,024 | 0,019 | 1,193 | 0,202 | 0,053 | 0,004 | 0,180 | 0,089 | 0,094 |
| Mg | 1,364 | 1,038 | 0,004 | 0,029 | 0,002 | 0,000 | 4,298 | 3,378 | 3,205 |
| Ba | 0,002 | 0,000 | - | - | - | - | - | - | 0,000 |
| Ca | 0,187 | 0,084 | 0,803 | 1,173 | 1,880 | 2,037 | 0,035 | 0,006 | 1,843 |
| Na | 1,829 | 1,821 | - | - | - | - | 0,013 | 0,007 | 0,216 |
| K | 0,009 | 0,007 | - | - | - | - | 0,022 | 0,019 | 0,012 |
| Cl | 0,000 | 0,002 | - | - | - | - | 0,000 | 0,025 | 0,001 |
| F | 0,000 | 0,000 | - | - | - | - | 0,000 | 0,096 | 0,002 |




Obr. 8. Invariantné body reakcií (12 - 14) ukazujúce minimálne (vzorka 592) a maximálne (vzorka 689) P-T podmienky vysokotlakového komplexu meliatika. (12) Ab + Chl + Qtz = Gl +Pg + W, (13) Chl + Pg + Qtz = Gl + Gr + W a (14) Gl + Qtz + Pg= Gr + Ab + W. Krivka reakcií transformácie modrého amfibolu (Gl) a aktinolitu (Act) je podľa Maruyama et al. (1986).

Fig. 8. Invariant points of reactions (12 - 14) indicate minimum (sample 592) and maximum (sample 689) P-T conditions of the high-pressure Meliata Complex. (12) Ab + Chl + Qtz = Gl + Pg + W, (13) Chl + Pg + Qtz = Gl + Gr + W, (14) Gl + Qtz + Pg = Gr + Ab + W. The blue amphibole and actinolite transformation curve is taken from Maruyama et al. (1986).




Obr. 9. P-T podmienky metamorfných jednotiek SGR. GAC - rulovo-amfibolitový komplex, GSM - metamorfity fácie zelených bridlíc, CM - kontaktne metamorfované horniny, HPLT - komplex vysokotlakových nízkoteplotných hornín meliatskej jednotky, VLM - metamorfity veľmi nízkeho stupňa, CG - kontinentálny geotermálny gradient, OG - oceánsky geotermálny gradient. Čísla predstavujú vek metamorfných udalostí.

Fig. 9. P-T conditions of metamorphic units of the Spiš-Gemer Ore Mts. GAC - gneiss-amphibolite complex, GSM - greenschist facies metamorphic rocks, CM - contact metamorphosed rocks, HP/LT - the high-pressure/low-temperature Meliata Complex, VLM - very low-grade metamorphic rocks. CG - continental geotherm, OG - oceanic geotherm. Numbers represent metamorphic ages.

tlakové podmienky (3,5 - 5 kbar) zistené pri ostatných typoch hornín gelnickej a rakoveckej skupiny, potom staropaleozoický fundament vrátane metabazitov pri Rakovci postihla variská strednotlaková metamorfóza. Prítomnosť sodno-vápenatého amfibolu v rakoveckej skupine svedčí o tom, že severná časť gemerika bola metamorfovaná pri relatívne vyššom tlaku. Relatívne nízky tlak 3,5 kbar pri teplote 380 - 430 °C sa zistil pri asociácii minerálov bohatých na Mn (rodonit, pyroxmangit, knebelit, mangánpyrosmalit, tirodit a i. ) z oblasti Čučmy a Starej Vody (Faryad, 1994).

*Horniny postihnuté kontaktnotermickou premenou*

Kontaktná metamorfóza staropaleozoických hornín je spätá s permským granitoidným magmatizmom. V kontaktných aureolách vznikli rohovce s andaluzitom, cordieritom a škvrnité bridlice (Faryad, 1992). Lokálne je vyvinutá aj skarnová mineralizácia s pyroxénom ($Hd_{60}$, $D_{36}$), granátom ($And_{80}$, $Grs_{10}$, $Alm_5$), plagioklasom ($An_{33}$) a aktinolitickým amfibolom (Faryad a Peterec, 1987). Na základe rovnováhy minerálov zo skarnov sa hĺbka tuhnutia granitoidnej magmy odhaduje na 5 - 8 km (1,5 - 2 kbar, obr. 8).

*Komplex vysokotlakových nízkoteplotných hornín*

Okrem tzv. glaukofanitov s mramormi, ktoré opísal Kamenický (1957) a Reichwalder (1973), sú produktom vysokotlakovej metamorfózy aj metapelity a metapsamity s obsahom fengitu, glaukofánu, granátu, zriedka aj sodného pyroxénu (Faryad a Schreyer, 1993; Faryad, v tlači). P-T podmienky metamorfózy sa odhadujú na 8 kbar pri teplote 350 °C s prográdnym trendom na 12,5 kbar pri 460 °C. Mikrosondové analýzy minerálov z dvoch metamorfne odlišných hornín sú v tab. 6. Vzorka 592 minerálnym zložením (crossit, epidot, aktinolit, egirín, albit, granát, zriedka aj chlorit, titanit a magmatický augit) a stupňom metamorfózy zodpovedá spodnej časti modrých bridlíc na hranici so zelenými bridlicami (obr. 8). Vyšší tlak a teplotu dáva vzorka 689, ktorá obsahuje glaukofán, epidot, granát, albit, zriedka aj chlorit a titanit. Okrem permských a pravdepodobne spodnotriasových sekvencií táto metamorfóza postihla aj horniny kryštalinika. Vysokotlaková metamorfóza kulminovala pred 154 m. r. (Henjes-Kunst a Faryad, v tlači).

*Veľmi nízko metamorfované obalové sekvencie gemerika*

Už sme uviedli, že petrologických údajov o obalových jednotkách kryštalinika gemerika je veľmi málo. Všeobecne sa predpokladá nízky až veľmi nízky stupeň týchto hornín, ale tlakový charakter metamorfózy sa neskúmal. Doteraz sa petrologicky ani štruktúrne nedoložilo, ktoré súbory tvoria bezprostredný obal staropaleozoických hornín a ktoré sú na nich tektonicky nasunuté. Niektoré analýzy svetlej sľudy z chloritických fylitov gočaltovskej skupiny, ktoré ležia v bezprostrednom styku so šupinou vysokotlakových hornín pri Zádieli, majú zloženie fengitu s obsahom Si

Tab. 7
Zloženie fengitu a chloritu z fylitov gočaltovskej skupiny
Chemical composition of phengite and chlorite from phyllites of the Gočaltovo Group

| | fengit | | chlorit | |
|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 49,80 | 48,70 | 24,75 | 25,04 |
| $TiO_2$ | 0,25 | 0,91 | 0,04 | 0,02 |
| $Al_2O_3$ | 29,92 | 29,69 | 20,95 | 20,63 |
| $Cr_2O_3$ | 0,02 | 0,05 | - | - |
| FeO | 4,12 | 4,13 | 24,17 | 24,44 |
| MnO | 0,01 | 0,00 | 0,22 | 0,16 |
| MgO | 2,53 | 2,42 | 16,34 | 16,22 |
| CaO | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| BaO | 0,06 | 0,18 | - | - |
| $Na_2O$ | 0,14 | 0,21 | 0,00 | 0,00 |
| $K_2O$ | 10,52 | 10,12 | 0,03 | 0,03 |
| F | 0,22 | 0,42 | 0,05 | 0,00 |
| Cl | - | - | 0,02 | 0,01 |
| Spolu | 97,59 | 96,83 | 86,58 | 86,55 |
| prepočítané na | 22 (O) | | 28 (O) | |
| Si | 6,515 | 6,442 | 5,274 | 5,339 |
| Alt | 1,484 | 1,557 | 2,725 | 2,660 |
| Alo | 3,129 | 3,070 | 2,536 | 2,522 |
| Cr | 0,001 | 0,004 | - | - |
| Ti | 0,024 | 0,090 | 0,006 | 0,003 |
| $Fe^{2+}$ | 0,349 | 0,365 | 4,307 | 4,356 |
| $Fe^{3+}$ | 0,101 | 0,092 | - | - |
| Mn | 0,001 | 0,000 | 0,039 | 0,028 |
| Mg | 0,492 | 0,476 | 5,189 | 5,154 |
| Ca | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 |
| Ba | 0,003 | 0,009 | - | - |
| Na | 0,036 | 0,054 | 0,001 | 0,000 |
| K | 1,755 | 1,707 | 0,008 | 0,007 |
| F | 0,092 | 0,176 | 0,036 | 0,000 |
| Cl | - | - | 0,005 | 0,003 |

okolo 3,25 a/j.v. (tab. 7). V súlade s údajmi Massonna (1991) fengit takého zloženia bez K živca poukazuje na minimálny tlak 3,5 kbar pri teplote 300 °C.

## Záver

P-T podmienky zistené v staropaleozoických sekvenciách gemerika poukazujú na strednotlakový charakter variskej metamorfózy. Pre rulovo-amfibolitový komplex sa odhaduje tlak a teplota 7 - 10 kbar, teplota 550 - 700 °C a retrográdny priebeh metamorfózy v smere hodinových ručičiek (obr. 9). Horniny tohto komplexu sú reliktom vrchnej tektonickej jednotky, ktorá sa pred vrchným karbónom nasunula na nízkometamorfovanú jednotku (gelnická, rakovecká a črmeľská skupina). Vypočítané metamorfné podmienky posledných troch skupín sa pohybujú medzi teplotou 350 - 470 °C a tlakom 3,5 - 6 kbar. Textúrne vzťahy v horninách, ale aj celkové rozloženie P-T podmienok zistené pre nízkometamorfované horniny staršieho paleozoika nesvedčia o samostatnej metamorfnej udalosti pri vzniku Na-Ca amfibolu v metabazaltoch pri Rakovci. Tvorba tohto minerálu je skôr odrazom petrografického charakteru hornín, ale aj relatívne vyšších tlakových podmienok variskej metamorfózy v severnej časti gemerika.

V rámci korelácie predalpínskej stavby centrálnych Západných Karpát možno rulovo-amfibolitový komplex a metamorfity fácie zelených bridlíc v gemeriku prirovnať k vrchnej vysokometamorfovanej a spodnej, relatívne nízkometamorfovanej jednotke taroveporika (Janák, 1993; Plašienka et al., 1993). Avšak na rozdiel od tatrika a veporika, v ktorých granitoidný magmatizmus v závere variskej metamorfózy spôsobil preteplenie podstatnej časti fundamentu (2. štádium variskej metamorfózy; Janák, 1993), v gemeriku intrudovali granitoidy neskôr (až v perme) po jeho exhumácii do hĺbky 5 - 8 km. Granitoidy prenikli do pomerne chladného prostredia a podmienili kontaktnú metamorfózu spodnej (nízkometamorfovanej) jednotky.

Alpínska metamorfóza sa v SGR začala koncom triasu a kulminovala tvorbou vysokotlakových nízkoteplotných hornín vo vrchnej jure (Henjes-Kunst a Faryad, v tlači). Táto metamorfóza postihla staropaleozoické, permské a pravdepodobne aj spodnotriasové sekvencie. Stupeň metamorfózy bol rozdielny; kým rulovo-amfibolitové horniny v južnej časti sú evidentne metamorfované vo fácii modrých bridlíc, v severných výskytoch sú iba niektoré znaky poukazujúce na možný zásah alpínskej vysokotlakovej metamorfózy veľmi nízkeho stupňa. P-T podmienky komplexu vyskotlakovových nízkoteplotných hornín v južnej časti gemerika sú teplota 350 - 460 °C pri 8 - 12,5 kbar. Aj keď sa tieto vysokotlakové horniny vyskytujú v podobe tektonických šupín uprostred, resp. na styku s veľmi nízkometamorfovanými sekvenciami, zdá sa, že táto metamorfóza mala regionálny rozsah a uskutočnila sa v nízkom až veľmi nízkom stupni.

*Poďakovanie.* Mikrosondové analýzy použité v tejto práci boli vyhotovené v Mineralogickom ústave v Bochume počas štipendijného pobytu autora v rámci Humboldtovej nadácie. Cenné pripomienky M. Janáka k rukopisu zlepšili túto prácu.

### Literatúra

Bajaník, S., Hanzel, V., Ivanicka, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. & Vozárová, A. 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *GÚDŠ, Bratislava, 224.*

Berman, R. G. 1988: Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $Na_2O$-$K_2O$-CaO-MgO-FeO-$Fe_2O_3$-$Al_2O_3$-$SiO_2$-$TiO_2$-$H_2O$-$CO_2$. *J. Petrology, 29, 445 - 522.*

Brown, T.H., Berman, R.G. & Perkins, E.H. 1989: PTA-system: A GeO-Calc software package for the calculation and display of activity-temperature-pressure phase diagram. *Amer. Mineralogist, 74, 485 - 487.*

Dianiška, I. & Grecula, P. 1979: An amphibolite-gneiss complex as part of ophiolite suite in the Rakovec nappe of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Mineralia slov., 11, 401 - 425.*

El-Shazly, A., Coleman, R. G. & Liou, J. G. 1990: Eclogites and blueschists from Northern Oman: Petrology and P-T evolution.

Evans, B. W. 1990. Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos, 25, 3 - 23.*

Faryad, S. W. 1986: Metamorphic evolution of paragneisses of Klátov region (Lower Paleozoic of Gemericum). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 729 - 746.*

— 1988: Glaucophanized amphibolites and gneisses near Rudník (Slovenske rudohorie Mts.). *Geol. Zbor. Geol. carpth., 39, 747 - 763.*

— 1990: Rulovo-amfibolitový komplex gemerika. *Mineralia slov., 22, 303 - 318.*

— 1991a: Metamorphism of matic rocks in Gemericum. *Mineralia slov., 23, 109 - 122.*

— 1991b: Metamorphism of sedimentary rocks from The Early Paleozoic of Gemericum. *Mineralia slov., 23, 325 - 324.*

— 1991c: Metamorphism of the Early Paleozoic salic to intermediate volcanic rocks (Gemericum). *Mineralia slov., 23, 325 - 332.*
— 1991: Pre-Alpine metamorphic events in the Gemericum. Newsletter 3, Project IGCP No 267. *Mineralia slov., 23, 395 - 402.*
— 1992: Thermal overprint in the Early Paleozoic sequences of Gemericum, Western Carpathians). *Special Vol. of the IGCP Project No 276, Dionýz Štur Institut of Geology, Bratislava, 49 - 56.*
— 1994: Mineralogy of Mn-rich rocks from the greenschist facies sequences of the Gemericum, the West Carpathians. *Neu. Jb Mineral. Mhb (in print).*
— Phase petrology of mafic blueschists of the Meliata Unit (West Carpathians) - Slovakia. *J. metamorphic Geol. (in print).*
— Petrology and phase relations of the HP/LT metapelites and metapsammites of the Meliata Unit (West Carpathians) Slovakia. *Eur. J. Mineralogy (in print).*
— & Bernhardt, H. J.: Metabasalts with Na-Ca amphibole from Rakovec, Gemericum, the West Carpathians (in prepreration)
— & Dianiska, I. 1989: Garnet from granitoids of the Spissko-gemerske rudohorie Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 6, 715 - 734.*
— 1992: Kyanite from Early Paleozoic rocks of the Gemericum (West Carpathians) and its implications for baric conditions of Variscan metamorphism. *Geol. Carpath., 43, 199 - 201.*
— & Peterec, D. 1987: Manifestation of skarn mineralization in the eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 111 - 128.*
— & Schreyer, W. 1993: Blueschist metamorphism in the West Carpathians, Slovakia. Terra abstracts. *Proceeding to the Fourth International Eclogite Conference, Cosenca, Italy.*
Ferry, J. M. & Spear, F. S. 1987: Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrology, 66, 113 - 117.*
Frey. M., Capitani, C. DE. & Liou, J. G. 1991: A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *J. metamorphic Geol., 9, 497 - 509.*
Ganguly, J. & Saxena, S. K. 1984: Mixing properties of aluminoslicate end-members. *Contrib. Mineral. Petrology, 48,137 - 148.*
Ghent, E. D. & Stout, M. Z. 1981: Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. *Contrib. Mineral. Petrology, 76, 92 - 97.*
Graham, C. M. & Powell, R. 1984: A garnet-hornblende geothermometer, calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California. *J. metamorphic Geol., 2, 13 - 31.*
Grecula, P. 1982: Gemericum - segment of the Paleotethyan riftogenous basin. *Mineralia slov. - Monogr., Bratislava, Alfa, 263.*
Guidotti, C. V., Sassi, P. F. & Blencoe, G. 1989: Compositional controls on the a and b cell dimensions of $2M_1$ muscovite. *Eur. J. Mineralogy 1, 71 - 84.*
Guiraud, M., Holland, T. & Powell, R. 1990. Calculated mineral equilibria in the greenschist-blueschist-eclogite facies in $Na_2O$-FeO-MgO-$Al_2O_3$-$SiO_2$-$H_2O$. Methods, results and geological applications. *Contrib. Mineral. Petrology, 104, 85 - 98.*
Hovorka, D., Ivan, P. & Spišiak, J. 1984: Nappe with amphibolite facies metamorphites in the Inner Western Carpathians. *Mineralia slov., 16, 73 - 88.*
— Jilemnická, L. & Spišiak, J. 1988: Petrology and geochemistry of metabasalts from Rakovec (Paleozoic of Gemeric Group, Inner Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol carpath., 39, 395 - 425.*
— Michalov, J. & Ondrejkovič, K. 1979: Metamorfity amfibolitovej fácie z oblasti Rudnian. *Mineralia slov., 11, 481 - 504.*
— Spišiak, J. 1981: Coexisting garnets and amfiboles of metabasites from Rudňany area (The Paleozoic of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts). *Mineralia slov., 1, 506 - 525.*
Janák, M. 1993: Thermal and baric structure of the Tatry Mts: Record of multi-stage evolution of the Western Carpathian basement. *Geol. Carpath., 44, 267.*
Kamenický, J. 1957: Triasové serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zoš. 45.*
Kantor, J., Bajaník, Š. & Hurný, J. 1981: Radiometric dating of metamorphites of the amphibolite facies from the Rudňany deposit, Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 335 - 344.*
Khon, M. J. & Spear, F. S. 1989: Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + plagioclase + quartz. *Amer. Mineralogist, 74, 77 - 84.*
Kovách, A., Svingor, E. & Grecula, P. 1979: Nové udaje o veku gemeridných granitov. *Mineralia slov., 11, 71 - 77.*
Maluski, H., Rajlich, P. & Matte, Ph. 1993: $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of the Inner Carpathian Variscan Basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophysics, 223, 313 - 337.*
Maruyama, S., Cho, M. & Liou, J. G., 1986. Experimental investigations of blue schist-greenschist transition equilibria: Pressure dependence of $Al_2O_3$ contents in sodic amphiboles-A new geobarometer. *In: Evans, B. W. & Brown, E.H. (Eds. ): Blueschists and eclogites. Geol. Soc. Amer., Mem., 164, 1 - 16.*
Massonne, H. J. 1991: High-pressure, low-temperature metamorphism of pelitic and other protholiths based on experiments in the system $K_2O$-MgO-$Al_2O_3$-$SiO_2$-$H_2O$. [Habilitationsschrift Ruhr.] *Univ. Bochum, 172.*
Perčuk, L. L. & Lavrantjeva, I. V. 1983: Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. *In: Saxena, S. K. (Ed.): Kinetics and equilibrium mineral reactions. Adv. phys. geochem., 3, 199 - 239.*
Plašienka, D., Bezák, V., Janák, M. & Uher, P. 1993: Record of the Pre-Alpine orogenic processes in the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 44, 266.*
Radvanec, M. 1992: Zonálnosť nízkotlakovej polyfázovej metamorfózy v otvorenom systéme pre fluidnú fázu v rulovo-amfibolitovom komplexe gemerika. *Mineralia slov., 24, 175 - 196.*
Reichwalder, P. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Západ. Karpaty, 18, 99 - 141.*
Rozložník, L. 1965: Analýza štruktúrno-metalogenetických elementov medzi Dobšinou a Mlynkami. *Západ. Karpaty, 4, 95 - 145.*
Schlistedt, M. 1986: Eclogite-blueschist relationships as evidenced by mineral quilibrium in the high-pressure metabasic rocks of Sifnos (Cycladic Islands) *Greec., J. Petrology, 27, 247 - 262.*
Spišiak, J. & Hovorka, D. 1984: Coexiting biotite and garnet of paragneisses from the Rudňany area (The Paleozoic of Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 40, 61 - 78.*
Vozárová, 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepencov Spišsko-gemerského rudohoria. *Západ. Karpaty, 18, 7 - 99.*
— 1993: Variská metamorfóza a krustálny vývoj gemerika. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 16, 55 - 117.
Will, T.M. & Powell, R. 1992. Activity-composition relationshipsin multicomponent amphiboles: An application of Darken'squadratic formalism. *Amer. Mineralogist, 77, 954 - 966.*

# Determination of P-T conditions of metamorphism in the Spiš-Gemer Ore Mts. (Western Carpathians)

The Spiš-Gemer Ore Mts., also called Gemericum, represents one of the lagest tectonic segments of the Central Western Carpathians. It comprises the Early and Late Palaeozoic sequences as well as some Mesozoic units of Triassic to Jurassic ages. The crystalline rocks had polymetamorphic history resulted from Variscan and Alpine metamorphism. Although these rocks have been petrographically studied in great detail (Grecula and Dianiška, 1979; Hovorka et al., 1979; Faryad, 1989, 1991), there are several discrepancies in estimation of P-T conditions, mainly pressure conditions, of the Variscan metamorphism. The aim of this work is to present some new results of thermodynamic and geothermobarometric calculations, obtained for various metamorphic rocks in this area.

Petrography and estimation of P-T conditions

In order to describe different metamorphic rocks, the Spiš-Gemer Ore Mts. (SGR) is divided into several metamorphic sequences and subunits (Fig. 1):

1. Gneiss-amphibolite complex. These rocks occur as tectonic slices and blocks along the northern and eastern boundaries of the Early Paleozoic sequences. The occurrence of such rocks, overprinted by high-pressure/low-temperature metamorphism, was reported from Rudník (Faryad, 1988). Thermobarometric calculations have been performed on garnet-bearing amphibolites and on some gneisses containing garnet, hornblende and plagioclase or garnet, biotite, muscovite and plagioclase. Representative analyses used for P-T calculations are listed in Tab. 1.

Pressures and temperatures 6.2 - 10 kbar at 570 - 630 °C (Tab. 2) were obtained for garnet amphibolite using the methods of Graham and Powell (1984) and of Khon and Spear (1989). Such pressures gave the reaction (1), calculated using the thermodynamic dataset of Berman (1988) and the Ge0-Calc program (Brown et al., 1989). Invariant points of reactions (2 - 5), obtained for gneisses plot 8.5 - 10 kbar and 650 -700 °C. Pressures of 6.6 - 10.3 kbar were assigned for these rocks using the geobarometer of Ghent and Stout (1981).

2. Greenschist facies rocks are most frequent in the Early Palaeozoic sequences of Gemericum. In addition to metapelites, metapsammites and metamorphosed volcanic rocks, some Mn-rich rocks have been also investigated (Faryad, 1994). Mineral assemblages and representative microprobe analyses of some index minerals are given in Tab. 3 and 4. The equilibrium reaction calculated for these rocks (Fig. 6) gave pressures of 4 - 5 kbar at 330 - 400 °C. P-T conditions of 3.5 and 400 °C were obtained for Mn-rich rocks, containing rhodonite, pyroxmangite, knebelite, manganpyrosmalite (Faryad, 1994). Higher pressures 6 kbar at 470 °C gave the assemblage with Na-Ca-amphibole, grossularite-rich garnet, epidote and chlorite from Rakovec (Faryad and Bernhardt, in preparation). In the central part of Gemericum the Early Palaeozoic rocks are overprinted by contact metamorphism of Permian granitoids. In addition to various cherts, some skarns are also present (Faryad and Peterec, 1987). P-T conditions of 1.5 - 1.7 kbar at 600 °C were estimated using the mineral assemblages, containing hedenbergite-rich pyroxene and andradite-rich garnet in Ca - Fe skarns.

3. The Meliata high-pressure/low-temperature rocks. The most common rocks are mafic blueschists occurring within or adjacent to marbles and metapelites and metapsammites. They contain one or more of the following minerals: blue amphibole, epidote, phengite, garnet, Na-pyroxene and chloritoid (Faryad, in press). Protoliths of blueschists were some Permian and Triassic sequences as well as some crystalline rocks. The P-T conditions calculated are 8 - 12 at 350 - 460 °C.

4. Very low-grade Late Palaeozoic sequences. Although very low-grade conditions are generally assumed for these rocks sequences which are mostly represented by clastic sediments as well by some volcanic rocks, the pressure character of this metamorphism is not known. There are some mineral evidences of newly formed minerals, suggesting that these rocks as well as the Early Palaeozoic rocks underwent also very low-grade metamorphism but at relatively high-pressures.

*Mineralia Slovaca, 27 (1995), 20 - 28*

# Kontaktné a hydrotermálne účinky šiatorskej intrúzie na sedimenty fiľakovského súvrstvia (Cerová vrchovina)

VIERA HOJSTRIČOVÁ, DIONÝZ VASS a EVA ŽÁKOVÁ
Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

*(Doručené 15.6.1994, revidovaná verzia doručená 5.9.1994)*

**Contact and hydrothermal effects of the Šiator intrusion on sediments of the Fiľakovo Formation (Cerová vrchovina Upland)**

In the contribution contact and hydrothermal effects of the Šiator intrusive complex on fine-grained sandstones to siltstones of the Tachty member overlying it (Cerová vrchovina, Upland) are discussed.

Due to contact alteration the fine-grained hornfelses with the mineral association diopside-plagioclase-orthoclase-quartz with variable amount of (10 - 40 %) fragmental material of the original sediment formed.

Post-magmatic hydrothermal activity together with meteoric waters caused further alterations in hornfelses and its products also filled up joints of brecciated margins of the laccolith body. By X-ray diffractometric and differential thermic analysis a series of calcareous zeolites was identified: scolecite, epistilbite, laumontite, heulandite, stilbite, accompanied by apophyllite and small amounts of chabazite, calcite and quartz.

**Key words:** contact and hydrothermal alteration, pyroxenic and spotted hornfelses, diopside, biotite, feldspar, chlorite, apophyllite, zeolites.

## Úvod

Študovali sme premeny 4 - 5 m hrubej polohy jemnozrnného pieskovca až prachovca fiľakovského súvrstvia egenburského veku z nadložia šiatorského intruzívneho komplexu odkrytého v kameňolome Malý mlyn na J od Šiatorskej Bukovinky (obr. 1).

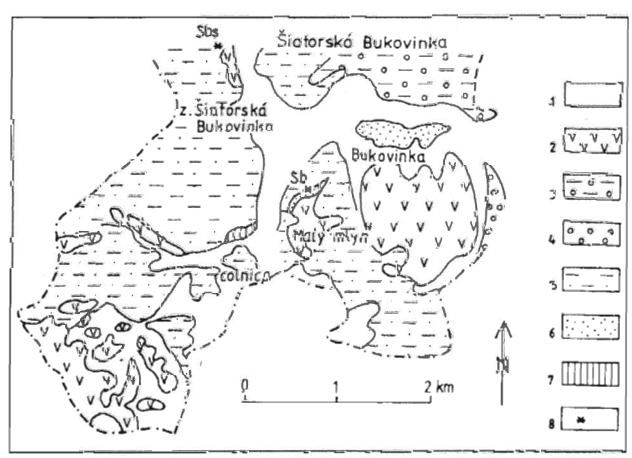
Cerovú vrchovinu buduje fiľakovské súvrstvie, litologicky rozdelené na tieto vrstvové členy (Vass a Elečko, 1982; Vass, Elečko et al., 1992): tachtianske pieskovce, jalovské vrstvy, lipovianske vrstvy a čakanovské vrstvy.

Všetky členy sú výlučne z pieskovca. Výnimkou sú čakanovské vrstvy, ktoré majú šlírový habitus a okrem veľmi jemnozrnného pieskovca ich tvorí aj piesčitý siltovec. Fiľakovské súvrstvie vzniklo v plytkomorskom prostredí na plytkom šelfe a pieskovce jalovských vrstiev v sublitorálnej pobrežnej zóne. Dynamiku šelfu ovplyvnilo silné prúdenie dmatia, t. j. príliv - odliv. Pieskovcové telesá tvorili polia piesčitých vĺn (sand waves) alebo zapĺňali kanály dmutia (tidal channels).

Z uvedených vrstvových členov fiľakovského súvrstvia v okolí šiatorskej intrúzie vystupujú jalovské vrstvy a tachtianske pieskovce.

Tachtianske pieskovce tvoria stratigraficky najnižšiu litologickú jednotku súvrstvia. Ich hlavnú masu tvorí rozpadavý jemnozrnný pieskovec s lavicami pevného pieskovca tmeleného karbonatickým tmelom. Obsah karbonátov v laviciach kolíše od 25 - 50,9 %, kým v rozpadavom pieskovci je priemerný obsah $CaCO_3$ 14,65 % a $MgCO_3$ 2 %. Hrúbka lavíc kolíše od 10 do 40 cm. Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti Xfi je 3,06, čo v milimetrovej škále zodpovedá 0,12 mm. Spodná časť tachtianskych pieskovcov je jemnozrnnejšia, a to Xfi = 3,55, t.j. 0,08 mm, čo je hodnota blízka hranici piesok/prach. Lavice pevného pieskovca chýbajú alebo sú zriedkavé a tenké (5 - 10 cm).

Uprostred tachtianskych pieskovcov vystupujú rozpadavé pieskovce a siltovce so šlírovým habitom (bridličnatý rozpad). Pieskovec má priemernú hodnotu Xfi 3,46, t. j.




Obr. 1. Geologická schéma a lokalizácia vzoriek. Legenda: nečlenený kvartér - 1, báden: 2 - šiatorský intruzívny komplex, 3 - 6 - egenburg: 3 - bukovinské súvrstvie, 4 - 6 - fiľakovské súvrstvie: 4 - lipovianske pieskovce, 5 - jalovské vrstvy, 6 - tachtianske pieskovce - sivé jemnozrnné rozpadavé s lavicami pevného pieskovca, eger: 7 - lučenské súvrstvie, 8 - lokalizácia vzoriek.

Fig. 1. Geological scheme and localization of samples. Legend: undivided Quaternary - 1, Badenian: 2 - Šiator intrusive complex, 3-6 Eggenburgian: 3 - Bukovina Formation, 4-6 Fiľakovo Formation: 4 - Lipovany sandstones, 5 - Jalová member, 6 - Tachty sandstones-grey fine-grained friable with layers of solid sandstone, Egerian: 7 - Lučenec Formation, 8 - localization of samples.

Obr. 2. Stena kameňolomu Malý mlyn. Kontakt tachtianskych pieskovcov a andezitového porfýru so stĺpovito-blokovou odlučnosťou. Na plochách odlučnosti je povlak bieleho zeolitu.

Fig. 2. Wall of the Malý mlyn quarry. Contact of the Tachty sandstones and andesite porphyry with prismatic-block jointing. At the divisional planes are coatings of white zeolites.

okolo 0,09 mm. Siltovec, ktorý tvorí nevýrazné, od pieskovca vizuálne prakticky neodlíšiteľné polohy, má priemernú hodnotu Xfi 4,70, t. j. 0,04 mm. Priemerný obsah karbonátov je 19,79 %.

Jalovské vrstvy ležia nad tachtianskymi pieskovcami alebo sa laterálne zastupujú s ich vrchnou časťou. Tvorí ich prevažne strednozrnný rozpadavý pieskovec s priemernou hodnotou Xfi 1,51, čo zodpovedá 0,35 mm. Priemerný obsah karbonátov je 6,7 %. Lavice pevného pieskovca majú vďaka karbonatickému tmelu obsah karbonátov od 25 do 49 %. Typickým znakom jalovských vrstiev je veľké šikmé zvrstvenie (výška zväzkov 2,4 až 12,6 m) s nerovnako hrubými vrstvami vnútri zväzkov (2 - 17 cm). Hrúbku vrstiev kontrolovala intenzita dmutia a tá závisela od slapových síl (diurnálne cykly).

Podľa petrografického zloženia patria tachtianske aj jalovské pieskovce medzi silikoklastické pieskovce, t. j. sú to pieskovce s prevahou kremitých zŕn. V tachtianskych pieskovcoch zastúpenie kremenných zŕn kolíše od 39,97 do 62,03 %, úlomkov nestabilných hornín od 15,42 do 34,08 %, úlomkov stabilných hornín od 7,69 do 20,17 %, zastúpenie živcov kolíše od 0,62 do 14,64 % a draselné živce vysoko prevládajú nad plagioklasmi. Podiel ílového matrixu kolíše od 0,2 do 17,76 %. Aj v pieskovci jalovských vrstiev prevládajú kremenné zrná od 36,9 do 70,9 %, úlomky stabilných hornín kolíšu od 8,7 do 39,8 % a nestabilných hornín od 4,16 do 19,43 %. Zastúpenie živcov, takmer výlučne draselných, je od 3,63 do 12,75 %. Ílový matrix v pieskovci zo stratotypovej lokality prakticky chýba. Tachtianske aj jalovské pieskovce obsahujú glaukonit do 5 %, ojedinele aj nad 10 %. Tachtianske a jalovské pieskovce petrograficky zodpovedajú litickým arkózam, resp. vápnitým litickým arkózam (Daniľová in Vass et al., 1987).

Napriek tomu, že v okolí šiatorskej intrúzie vystupujú jalovské vrstvy, ňou kontaktne metamorfované pieskovce sú jemnozrnnejšie ako jalovské pieskovce, nie sú šikmo zvrstvené a svojimi makroskopickými a mikroskopickými vlastnosťami pripomínajú tachtianske pieskovce. Je veľmi pravdepodobné, že tachtianske pieskovce ležiace pod jalovskými vrstvami sa do ich úrovne, resp. nad ich úroveň dostali pri intrúzii, čiže boli vyzdvihnuté do dnešnej pozície ako klenba nad intrudujúcim lakolitom.

Kontaktné a hydrotermálne procesy v sedimentoch vyvolal šiatorský intruzívny komplex bádenského veku, ktorý tvoria viaceré telesá ložného typu.

Na študovanej lokalite je lomom odkryté lakolitové teleso s maximálnou hrúbkou v oblasti vrcholu Šiator okolo 250 m. Výrazná bloková až stĺpovitá odlučnosť s vertikálnym priebehom zodpovedá forme ložného telesa (Vass, Elečko et al., 1992; obr. 2).

Okrajové časti sú silne brekciované, hematitizované, s dávnejšie známymi prejavmi intenzívnej zeolitizácie, ktorú opísal Ďuďa et al. (1984).

Z petrografickej stránky intruzívne teleso zodpovedá sivému strednoporfýrickému až hruboporfýrickému hyperstenicko-amfibolickému andezitovému porfýru s akcesorickým biotitom a granátom. Základná hmota pri okraji telesa má hyalopilitickú až mikrolitickú, vo vnútornejších častiach jemnú mikroalotriomorfne zrnitú štruktúru.

Priamy kontakt lakolitu so sedimentmi je magmatický. Sedimenty sú rozlámané, preniknuté apofýzami jemnozrnného andezitu s drobnými výrastlicami plagioklasu aj tenkými žilkami kremeno-karbonátového zloženia a malým množstvom epidotu.

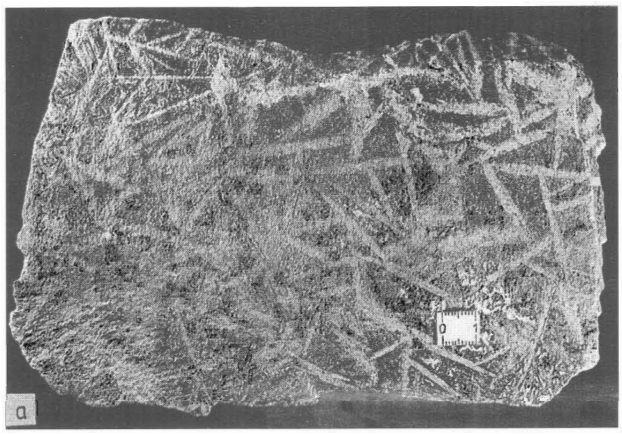
Kým zeolitizácia okrajových častí lakolitu upútala na seba pozornosť už dávnejšie, údaje o premenách sedimentov v bezprostrednom nadloží sa obmedzili na konštatovanie, že „sedimenty na kontakte sú silne spevnené, zbridličnatené, sfarbené do tmavozelena s čiernymi zŕnkami" (Vass, Elečko et al., 1992).

Cieľom nášho príspevku je pokus o rekonštrukciu procesov, ktoré vyvolal tepelný potenciál lakolitu v týchto sedimentoch.

## Petrografia metamorfovaných sedimentov

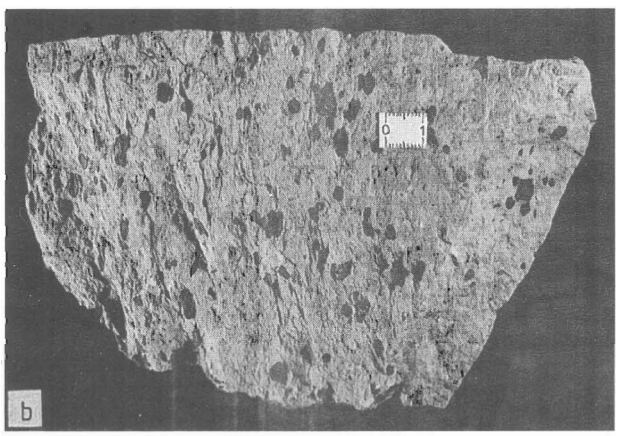
Kontakt s lakolitom tvorí tmavosivý masívny veľmi pevný jemnozrnný kontaktný rohovec s lastúrnatým lomom (0 - 2 m).

Mikroskopicky ide o veľmi jemnozrnitý agregát, v kto-



Obr. 3a. Svetlohnedý rohovec, na lavicovitej ploche odlučnosti tvorí apofylit a zeolity pravidelné geometrické tvary.

Fig. 3a. Light-brown hornfels, at the sheet jointing plane apophyllite and zeolites are forming regular geometric shapes.



Obr. 3b. Slabo zbridličnatené sivookrové rohovce so subparalelne usporiadanými tmavosivými hľuzami.

Fig. 3b. Weakly cleaved greyish-ochreous hornfelses with subparallely ordered dark-grey nodules.

rom sa zachovala časť úlomkov pôvodného sedimentu (10 - 15 % objemu horniny). Veľkosť úlomkov horniny je od 0,09 do 0,02 mm. Prevládajú úlomky od 0,02 do 0,04 mm. Predstavujú ich prevažne zrná kremeňa. Živce (plagioklas, ortoklas) sú zastúpené 5 %. Subparalelne usporiadané muskovity sa veľkosťou (0,05 - 0,09 mm), množstvom (1 - 3 %) a distribúciou podobajú muskovitom v nepremenenom ekvivalente z porovnávacej lokality Radzovce.

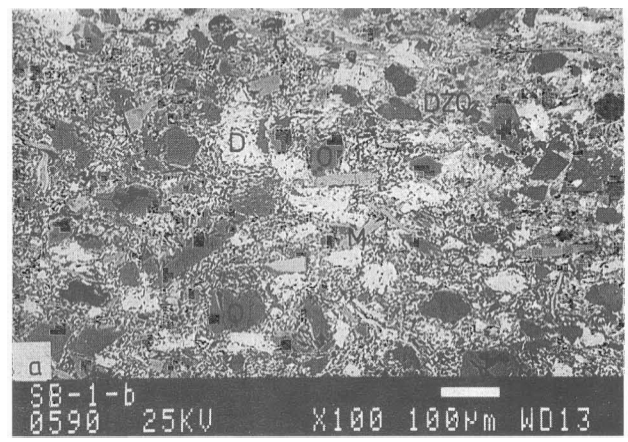
Zvyšok horniny tvorí veľmi jemne zrnitý agregát radiálne lúčovitého diopsidu mikropoikiloblasticky prerastaného zeolitom, šupinky zeleného chloritu a sericit.

Vo vzdialenosti 2 - 4 m od kontaktu je makroskopicky dobre odlíšiteľná poloha slabo zbridličnateného rohovca sivookrovej farby so subparalelne usporiadanými mierne sploštenými tmavosivými hľuzami. Predstavujú 10 - 20 % objemu horniny a ich veľkosť obyčajne nepresahuje 1 cm (obr. 3b).

Petrograficky ide o veľmi jemnozrnný kontaktný rohovec s 20 % reliktného úlomkového materiálu. Prevládajú úlomky kremeňa. Zeolitizované plagioklasy, chloritizované tmavé minerály a šupinky muskovitu s náznakom subparalelného usporiadania sú v menšine. Zvyšok horniny tvorí jemnozrnný agregát mikropoikiloblasticky prerastaného diopsidu a zeolitu (obr. 4a).

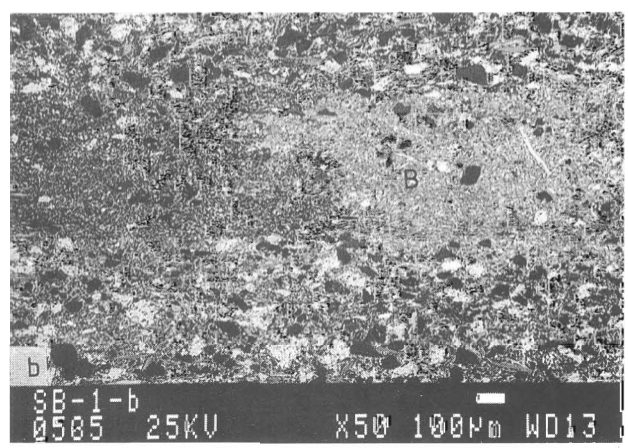
Makroskopicky pozorované tmavé škvrny sa v mikroskope prejavujú ako mierne sploštené nepravidelné fľaky s malým zastúpením úlomkov pôvodného sedimentu a s vysokým obsahom mikropoikiloblastov diopsidu a zeolitu.

V tejto polohe je 8 - 10 cm vložka, ktorú tvoria prevažne



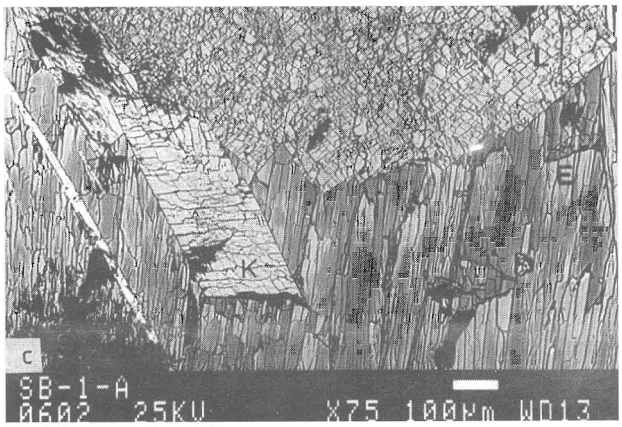

Obr. 4a. Mikrofoto SEM zbridličnateného rohovca s úlomkami kremeňa (Q), muskovitu (M), ortoklas (O), radiálne lúčovité agregáty diopsidu (D) a veľmi jemné mikropoikiloblasty diopsidu, zeolitu a kremeňa (DZQ).

Fig. 4a. SEM microphotograph of cleaved hornfels with fragments of quartz (Q), muscovite (M), orthoclase (O), radial aggregates of diopside (D) and very fine micropoikilblasts of diopside, zeolite and quartz (DZQ).




Obr. 4b. Tmavosivé hľuzy sa prejavujú ako nepravidelné svetlé fľaky s malým zastúpením úlomkov a vysokým podielom diopsidu v mikropoikiloblastoch. SEM.

Fig. 4b. Dark-grey nodules are shown as irregular light-coloured spots with little share of fragments and a high portion of diopside in micropoikiloblasts. SEM.




Obr. 4c. Mikrofoto SEM, zeolitová mineralizácia vo svetlohnedých rohovcoch, epistilbit (E), kalcit (K), laumontit (L).

Fig. 4c. SEM micrograph, zeolite mineralization in light-brown hornfelses, epistilbite (E), calcite (K), laumontite (L).

tmavosivé sploštené hľuzy vyvetrávajúce v stene lomu zo sivookrovej rohovcovej masy. Signalizuje pravdepodobne odlišný charakter pôvodného sedimentu s vyšším zastúpením karbonátu.

Tmavosivé hľuzy sú zložené prevažne z veľmi malých poikiloblastov diopsidu, draselného živca a kremeňa. Medzery medzi hľuzami vypĺňa mikropoikiloblasticky prerastený diopsid a zeolit s menším podielom úlomkov pôvodného sedimentu. Hľuzy pokladáme za produkt najintenzívnejšej kontaktnej premeny, ktorý sa zachoval ako relikt v prostredí menej kompaktne premenených sedimentov.

4 - 5 m od kontaktu sa nachádza poloha svetlohnedého kompaktného zrohovcovateného jemnozrnného sľudnatého prachovca s lavicovitým rozpadom. Na plochách odlučnosti vykryštalizovali biele, žltkavé a priezračné zeolity a apofylit, vytvárajúce medzi lavicami geometrické vzory (obr. 3a).

Nižšia intenzita premeny sa odráža vo vysokom podiele (40 %) úlomkového materiálu pôvodného sedimentu. Prevláda kremeň (25 - 30 %), živce zastupuje čerstvý ortoklas (1 - 2 %) a zeolitizovaný plagioklas (5 %) a šupinky muskovitu tvoria 3 %. Ojedinele sa vyskytujú chloritizované tmavé minerály, čerstvý amfibol, zirkón, turmalín, vybielený biotit a úlomky rekryštalizovaných schránok živočíchov. Zvyšok horniny tvoria drobné izolované sférické a radiálne lúčovité diopsidy (30 %) prerastené zeolitmi (15 %), chlorit so sericitom (10 - 15 %) a s röntgenodifraktometricky potvrdeným smektitom.

## Analýza premien po lokalizácii intrúzie

Šiatorský lakolit intrudoval v bádene a lokalizoval sa v hĺbke 1000 - 1100 m pod povrchom v prostredí tachtianskych vrstiev. Jeho tepelný potenciál vyvolal kontaktnú premenu okolitých sedimentov a neskôr hydrotermálne premeny.

### *Kontaktné premeny*

Pri zohľadnení údajov o sedimentácii v období egenburg - karpat (Vass, Elečko et al., 1992), o teplote vystupujúcej magmy (okolo 900 °C; Winkler, 1967), predpokladanej hrúbke lakolitu približne 250 m (Vass, Elečko et al., 1992) a za predpokladu, že teplota na kontakte predstavovala približne 60 % teploty intrúzie plus 35 °C teploty sedimentov v príslušnej hĺbke (Winkler, 1967), možno predpokladať, že kontaktná premena prebiehala pri teplote okolo 550 - 570 °C na kontakte.

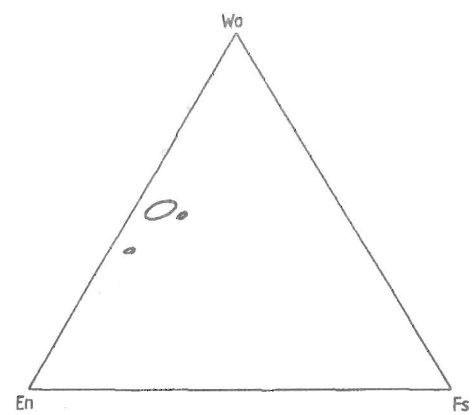
Kontaktné účinky intrúzie sa obmedzili na premeny nadložných sedimentov a endokontaktné sa nespozorovali.

Produktom tohto procesu sú pyroxenické rohovce s minerálnou asociáciou diopsid - plagioklas - ortoklas - kremeň s mikropoikiloblastickou štruktúrou a s klastopsamitickou stavbou. Relikty úlomkov kremeňa, živcov, muskovitu a tmavých minerálov poukazujú na to, že tepelný potenciál šiatorskej intrúzie nestačil na úplnú transformáciu sedimentov.

Nerovnomernú intenzitu kontaktnometamorfných procesov spôsobovala v prvom rade primárna nehomogenita pôvodného sedimentu a v menšej miere zrejme aj 0,275%-ný obsah organického uhlíka (VÚGI Brno) a prítomnosť Fe oxidov.

Najúplnejšia kontaktnometamorfná minerálna asociácia diopsid - draselný živec - plagioklas - kremeň sme zistili v tmavosivých hľuzách. Minerály sa nepodarilo analyzovať, lebo tvoria veľmi jemné poikiloblasty. Kvantitatívne bodové analýzy s rozšíreným lúčom (20 µm) na prístroji JCXA-733 poskytli hodnoty podporujúce mikroskopické štúdium (tab. 1).

Najhojnejším minerálom kontaktnometamorfnej asociácie je pyroxén prevažne diopsidového zloženia (obr. 5) s malým obsahom ferosillitovej zložky (Fs 4,98 - 12,04 %). Najvyšší obsah korešponduje s diopsidmi z tmavých hľúz, najnižší je z rohovcov vzdialenejších od kontaktu. Malý počet analýz padá do poľa En-diopsidu, ojedinele do poľa salitu. Výnimočne sú prítomné aj pyroxény s obsahom




Obr. 5. Identifikačný diagram pyroxénov (Poldervaart a Hess, 1951, in Deer et al., 1966).

Fig. 5. Identification diagram of pyroxenes (Poldervaart and Hess 1951 in Deer et al., 1966).

Tab. 1
Rtg elektrónové mikroanalýzy a prepočty
X-ray electron microanalyses and conversions

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Vzorka | Sb-1b | Sb-1b | Sb-1b | Sb-1b | Sb-1b | Sb-10 | Sb-10 | Sb-1b | Sb-1b | Sb-1b | Sbs-1 | Sb-1b | Sb-1b | Sb-1b |
| $SiO_2$ | 46,52 | 39,36 | 25,09 | 51,30 | 53,54 | 52,55 | 53,31 | 53,54 | 48,02 | 48,29 | 36,40 | 30,58 | 30,97 | 34,23 |
| $TiO_2$ | - | - | - | 0,12 | - | 0,17 | 0,02 | - | 0,70 | 0,34 | 1,47 | - | - | 0,04 |
| $Al_2O_3$ | 16,82 | 14,72 | 25,30 | 9,88 | 0,20 | 2,70 | 0,71 | 0,20 | 34,29 | 31,11 | 16,55 | 13,90 | 14,15 | 14,91 |
| FeO | - | - | 5,61 | 3,92 | 4,02 | 3,89 | 3,92 | 4,02 | 1,78 | 1,04 | 15,03 | 22,91 | 22,94 | 16,98 |
| MnO | - | - | - | 0,05 | 0,14 | 0,12 | 0,14 | 0,14 | - | - | 0,09 | 0,09 | 0,07 | 0,05 |
| MgO | 19,08 | 15,99 | 21,04 | 11,22 | 16,13 | 14,01 | 14,97 | 16,13 | 1,09 | 2,35 | 14,79 | 15,02 | 15,31 | 16,22 |
| CaO | - | - | 22,85 | 16,14 | 25,10 | 24,05 | 24,96 | 25,10 | 0,09 | 0,08 | 0,04 | 0,97 | 0,94 | 1,51 |
| $Na_2O$ | 17,39 | 12,34 | - | 0,40 | 0,02 | 0,27 | 0,04 | 0,02 | 0,92 | 0,41 | 0,38 | 0,08 | 0,12 | 0,01 |
| $K_2O$ | - | 17,59 | - | 2,71 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 7,49 | 8,80 | 9,44 | 0,04 | 0,06 | 0,05 |
| Σ | 99,81 | 100,00 | 99,89 | 95,74 | 99,17 | 97,77 | 98,08 | 99,17 | 94,38 | 92,42 | 94,19 | 83,59 | 84,56 | 84 |
| Si | - | - | - | 1,93 | 1,98 | 1,97 | 1,99 | 1,98 | 6,34 | 6,54 | 5,51 | 3,33 | 3,33 | 3,55 |
| Ti | - | - | - | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,03 | 0,17 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Al | - | - | - | 0,44 | 0,01 | 0,12 | 0,03 | 0,01 | 5,34 | 4,96 | 2,95 | 1,78 | 1,79 | 1,82 |
| Fe | - | - | - | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,20 | 0,12 | 1,90 | 2,09 | 2,06 | 1,47 |
| Mn | - | - | - | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 |
| Mg | - | - | - | 0,63 | 0,89 | 0,78 | 0,83 | 0,89 | 0,21 | 0,47 | 3,34 | 2,44 | 2,45 | 2,51 |
| Ca | - | - | - | 0,65 | 1,00 | 0,96 | 1,00 | 1,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,11 | 0,11 | 0,17 |
| Na | - | - | - | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,24 | 0,11 | 0,11 | 0,02 | 0,03 | 0,00 |
| K | - | - | - | 0,13 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 1,26 | 1,52 | 1,83 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Σ | - | - | - | 3,93 | 4,01 | 3,98 | 3,99 | 4,01 | 13,67 | 13,76 | 15,82 | 9,79 | 9,79 | 9,54 |
| Počet O | - | - | - | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 22 | 22 | 22 | 14 | 14 | 14 |

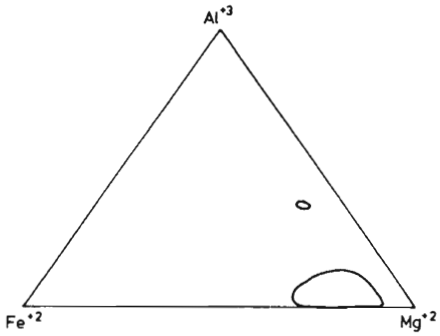
| | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Vzorka | Sb-1b | Sb-1b | Sb-1b | Sb-1b | Sb-1b | Sb-1a | Sb-1a | Sb-1b | Sb-1b | Sb-1a | Sb-1a | Sb-1b | Sb-1b | Sb-1b |
| $SiO_2$ | 51,17 | 50,57 | 48,28 | 49,34 | 63,55 | 63,28 | 63,74 | 58,41 | 45,70 | 44,30 | 51,19 | 51,93 | 51,33 | 46,55 |
| $TiO_2$ | 0,17 | 0,41 | 0,17 | 0,27 | - | 0,02 | - | - | 0,03 | 0,00 | - | - | 0,02 | 0,01 |
| $Al_2O_3$ | 14,58 | 32,20 | 35,36 | 36,88 | 18,39 | 18,64 | 22,85 | 17,24 | 24,58 | 25,18 | 21,31 | 21,59 | 21,43 | 24,96 |
| FeO | 2,31 | 2,35 | 1,27 | 1,14 | 0,10 | 0,02 | - | - | 0,02 | - | - | - | 0,13 | 0,07 |
| MnO | 0,01 | - | - | 0,03 | 0,04 | 0,03 | - | 0,02 | - | 0,06 | - | 0,05 | 0,06 | - |
| MgO | 6,19 | 2,19 | 0,65 | 0,69 | 0,01 | 0,00 | - | 0,13 | 0,01 | 0,04 | - | 0,01 | - | 0,04 |
| CaO | 15,27 | 0,12 | 0,04 | 0,04 | 0,10 | 0,06 | 3,95 | 7,79 | 13,12 | 12,62 | 9,87 | 10,25 | 10,50 | 12,61 |
| $Na_2O$ | 1,24 | 0,49 | 0,40 | 1,38 | 0,64 | 1,05 | 9,30 | 0,87 | 0,20 | 0,16 | 0,15 | 0,24 | 0,17 | 0,76 |
| $K_2O$ | 2,14 | 7,12 | 8,15 | 5,42 | 15,33 | 15,72 | 0,16 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 1,05 | 0,76 | 0,48 | 0,96 |
| Σ | 93,08 | 95,45 | 94,32 | 95,19 | 98,16 | 98,82 | 100,00 | 84,48 | 83,67 | 82,39 | 83,57 | 84,83 | 84,12 | 85,06 |
| Si | 4,52 | 4,19 | 2,31 | 2,31 | 2,99 | 2,97 | 2,81 | 26,84 | 22,06 | 21,71 | 24,34 | 24,31 | 24,24 | 22,10 |
| Ti | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| Al | 1,52 | 3,14 | 2,00 | 2,03 | 1,02 | 1,03 | 1,19 | 9,34 | 13,98 | 14,54 | 11,94 | 11,91 | 11,93 | 13,97 |
| Fe | 0,17 | 0,16 | 0,05 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,03 |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,00 |
| Mg | 0,82 | 0,27 | 0,05 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,09 | 0,01 | 0,03 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,03 |
| Ca | 1,45 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,19 | 3,83 | 6,78 | 6,63 | 5,03 | 5,14 | 5,31 | 6,41 |
| Na | 0,21 | 0,08 | 0,04 | 0,13 | 0,06 | 0,10 | 0,80 | 0,77 | 0,19 | 0,15 | 0,14 | 0,22 | 0,16 | 0,70 |
| K | 0,24 | 0,75 | 0,50 | 0,32 | 0,92 | 0,94 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,64 | 0,45 | 0,29 | 0,04 |
| Σ | 8,94 | 8,63 | 4,95 | 4,89 | 4,99 | 5,04 | 4,99 | 40,89 | 43,04 | 43,10 | 42,08 | 42,07 | 42,01 | 43,28 |
| Počet O | 14 | 14 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 72 | 72 | 72 | 72 | 72 | 72 | 72 |

1 - 3 - jemné mikropoikiloblasty diopsidu a zeolitu (živcov), 4 - 8 - diopsid, 9 - 11 - biotit, 12 - 14 - chlorit, 15 - 18 - sericit, 19 - 21 - živec, 22 - 28 - zeolity.

$Al_2O_3$ 9,88 % ($AL^{3+}$ v pozícii katiónu) a signalizujú prítomnosť pyroxénov augitového zloženia (obr. 6).

Nehomogenita pôvodného sedimentu spôsobila nerovnomernú distribúciu diopsidu a jeho kryštalizáciu v týchto formách:

- drobné (30 -70 μm), dobre individualizované radiálne lúčovité agregáty (obr. 4a, D) roztrúsené v častiach s vysokým podielom úlomkového materiálu;
- veľmi jemné poikiloblasty pyroxénu a plagioklasu (plagioklas bol v hydrotermálnom štádiu zatláčaný zeolitom)




Obr. 6. Identifikácia pyroxénov augitového zloženia v trojuholníkovom diagrame $Fe^{2+}$ - $Mg^{2+}$ - $Al^{3+}$.

Fig. 6. Identification of augite composition pyroxenes in triangle diagram $Fe^{2+}$ -$Mg^{2+}$ -$Al^{3+}$.

koncentrované do tmavosivých škvŕn (obr. 4b, B - svetlá plocha);

- veľmi jemné poikiloblasty pyroxénu prerastené kremeňom a menším podielom draselného živca (obr. 4b, C - tmavá plocha);

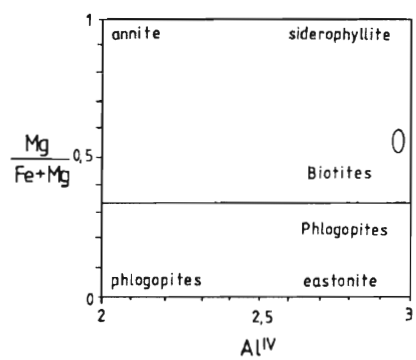
- veľmi malé, zle individualizované sférické útvary pravdepodobne prerastené živcami a kremeňom v častiach so zvýšeným obsahom úlomkov sedimentu.

Tepelný gradient asi zaznamenal rýchly pokles, pričom sa maximálna teplota potrebná na tvorbu asociácie diopsid - kremeň - živec dosiahla iba na krátky čas. Dokladom je vývoj ihličkovitých radiálno lúčovitých a sférických pyroxénových novotvarov. Dôkazom rýchleho poklesu teploty je v konečnej fáze veľmi pestrá, nerovnovážna minerálna asociácia rohovcov.

### *Hydrotermálne premeny*

Zníženie teploty a tlaku viedlo k vzniku konvekčného prúdenia, ktoré v súčinnosti s meteorickou vodou vyvolalo postmagmatickú hydrotermálnu činnosť. Predpokladáme, že sa hydrotermálne roztoky obohatili o $Ca^{2+}$, $K^{+}$, $Si^{4+}$ a $CO_2$, ktorých zdrojom boli nadložné sedimenty, a o prchavé zložky (F, $CO_2$, $H_2O$) magmatického pôvodu.

Produktom hydrotermálnej aktivity sú štyri minerálne asociácie vznikajúce v širokom teplotnom rozpätí.




Obr. 7. Klasifikácia sekundárnych biotitov (Deer et al., 1966).

Fig. 7. Classification of secondary biotites (Deer et al., 1966).

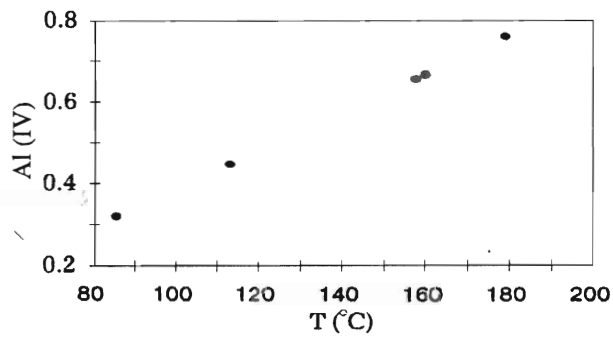
- Najvyššou termálnou premenou je biotitizácia. Postihla oddelené bloky sedimentov zaklesnuté do okrajových častí lakolitu (obr. 1, vz. Sbs). Sedimenty v kontaktne metamorfnej fáze premenené na jemnozrnné rohovce sa impregnovali drobnými šupinkami červenohnedého sekundárneho biotitu tvoriaceho šmuhy, zhluky a tenké žilky. Zložením odpovedá prechodnému členu radu eastonit - siderofylit (obr. 7).

- Nižšie termálna asociácia kremeň - karbonát - epidot je iba lokálne rozšírená priamo na kontakte lakolitu s rohovcami. Vypĺňa pukliny v brekcii andezitového porfýru.

- Minerálna asociácia chlorit - sericit sa vyvinula v kontaktných rohovcoch. Jemnozrnný agregát je rovnomerne rozptýlený a spôsobuje zelenkavú farbu rohovcov. Chlority vznikali v diapazóne od 180 do 80 °C (obr. 8) a majú ripidolitovo-piknochloritové zloženie (obr. 9).

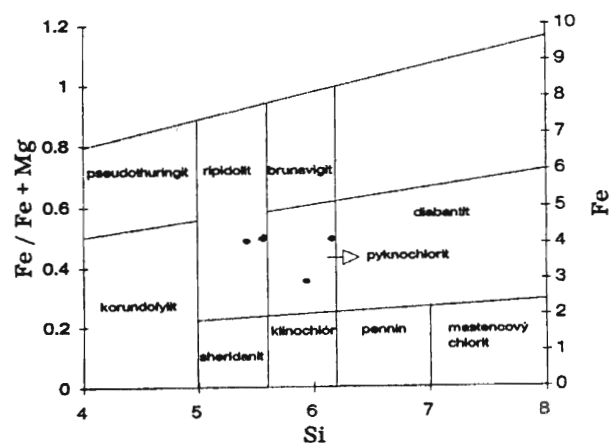
- Najvýraznejšia a najrozšírenejšia je nízkotermálna zeolitová mineralizácia s apofylitom sprevádzaná menším množstvom kalcitu, kremeňa, chloritu a smektitu. Vyskytuje sa v samom telese andezitového porfýru aj v kontaktných rohovcoch.

Pri prenikaní lakolitu vznikla na jeho okraji brekcia. Jej fragmenty podobne ako pukliny vzniknuté pri chladnutí intrúzie vytvorené vertikálnou odlučnosťou a priečnym




Obr. 8. Chloritový termometer (Cathelineau a Nieva, 1985).

Fig. 8. Chlorite thermometer (Cathelineau and Nieva, 1985).




Obr. 9. Identifikačný diagram chloritov (Hey, 1954, in Deer et al., 1966).

Fig. 9. Identification diagram of chlorites (Hey, 1954 in Deer et al., 1966).

rozpukaním vyplnila už spomenutá pestrá zeolitová mineralizácia. Vo forme bielych žiliek, hniezd a povlakov je pozorovateľná po celej výške lomovej steny, najhojnejšia je v okrajových častiach lakolitu a so vzďaľovaním sa od kontaktu vyznieva. Minerálnu výplň puklín podrobne opísal Ďuďa et al. (1984). Ako najstaršiu minerálnu výplň opisuje snehobiely radiálne lúčovitý skolecit s apofylitom, ktorý tvorí snehobiele až žltkavé lupeňovité kryštály dosahujúce 2 - 3 cm. Na puklinách tvorí apofylit zaujímavú geometrickú kresbu (obr. 3b) a na jeho lupeňoch sú časté číre až žltkasté kryštály epistilbitu skleného lesku veľké do 1 cm. Spolu s laumontitom sú najhojnejšie sa vyskytujúcimi minerálmi. Mliečnobiely stĺpčekovitý laumontit tvorí výplň puklín a drúz. Najmladšie zeolitové minerály - chabazit a heulandit - sú zastúpené len podradne. V puklinách vykryštalizovali na starších mineráloch. Chabazit tvorí vodovopriezračné kocky do 4 mm. Heulandit je hrubotabuľkovitý, s perleťovým leskom, veľký do 1 cm. Menšie zastúpenie má kalcit a kremeň.

V kontaktných rohovcoch sa prejavuje masívne zatláčanie metamorfných a úlomkových živcov zeolitmi. Röntgenodifraktometricky aj mikroanalýzami sa preukázala prevažne epistilbitová mineralizácia (obr. 10, tab. 1).

V dutinkách a na lavicovitých plochách odlučnosti je prítomná pestrá škála zeolitov tabuľkovitého až izometrického habitu (obr. 4c) obrastených ihličkovitým, často radiálne lúčovitým epistilbitom so žilkami kalcitu. Röntgenodifraktometricky sa potvrdila prítomnosť smektitu (obr. 10). Asociáciu zeolity - smektit v experimentálnych podmienkach pri teplote 225 - 350 °C opisuje Koizuma a Roy (1960). Prítomnosť smektitu do 100 °C uvádza Hay (1964).

Experimentálne práce zamerané na zeolitizáciu sa vo väčšine zaoberajú rozšírenejšími Na-K zeolitmi. Problematika vápnitých zeolitov je rozpracovaná skromnejšie (Koizuma a Roy, 1960; Coombs, 1970; Zen, 1961; Hay, 1964, 1966; Ždanov, 1970, a Coobbs et al., 1959). Autori sa zhodujú v základných podmienkach vzniku zeolitov, medzi ktoré patrí vodné prostredie, teplota nepresahujúca 400 °C, dostatočná koncentrácia $Ca^{2+}$, $Al^{3+}$ a $Si^{4+}$ vo vodnom roztoku, širšie rozpätie tlaku, závislosť stability Ca zeolitov od aktivity $CO_2$ vo vodnom roztoku a pomalé dosahovanie rovnovážneho stavu.

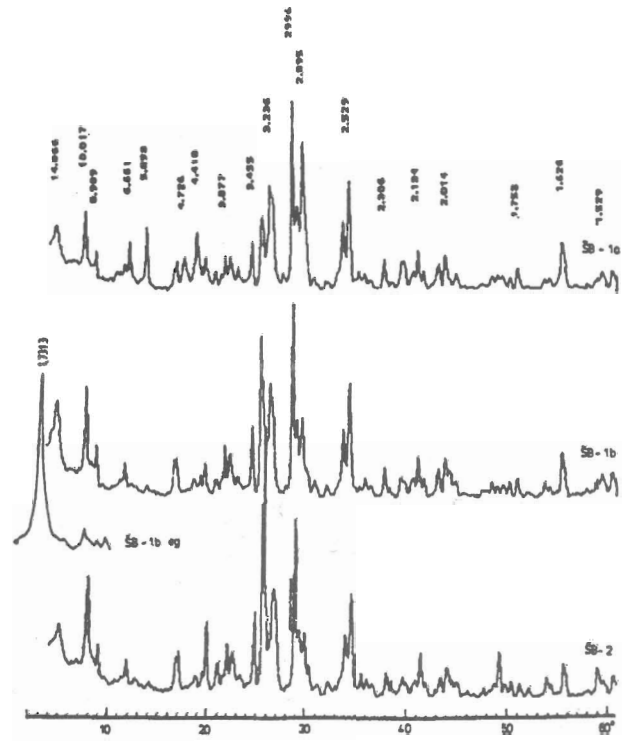
Podľa uvedených autorov je aplikácia experimentálnych záverov na otvorené prírodné hydrotermálne systémy komplikovaná pre množstvo ďalších faktorov, ktoré do procesu vstupujú, a ktoré môžu značne zmeniť experimentálne výsledky.

Na základe týchto záverov, ako aj pre neprítomnosť wairakitu, najvyššie termálneho zeolitu, predpokladáme, že teplota hydrotermálnych roztokov musela byť nižšia ako 400 °C, čo sa pokladá za spodnú hranicu stability tohto minerálu.

Aktivitu $CO_2$ v hydrotermálnom roztoku určoval $CO_2$ vzniknutý počas dekarbonatizácie sedimentov pri predchádzajúcom kontaktne metamorfnom procese.

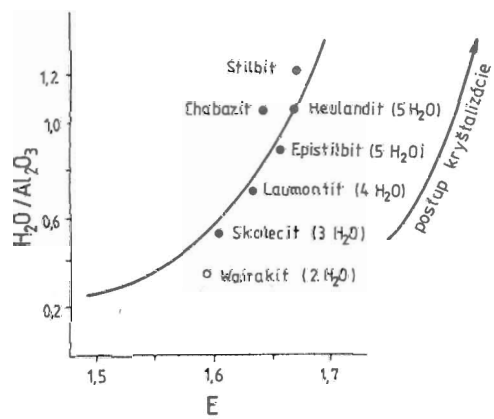
Výplň puklín zahŕňa prakticky všetky opísané zeolity, a to od najstaršieho, najmenej hydrátovaného skolecitu cez laumontit a epistilbit až po najmladšie - chabazit a heulandit. Zistená sukcesia je v zhode s výsledkami Grünera (1950), ktorý postupnosť kryštalizácie Ca zeolitov vyjadril na základe závislosti pomeru $H_2O/Al_2O_3$ k energii mriežky vyjadrenej energetickým koeficientom E (obr. 11).

Porovnaním nami zistenej sukcesie zeolitov a expe-



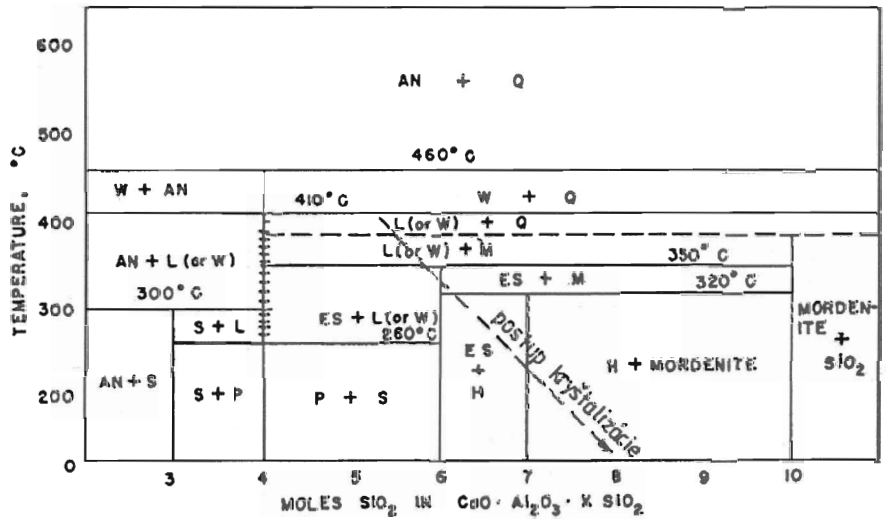

Obr. 10. Rtg difrakčný záznam vzorky SB-1. a - tmavá hľuza zo zrohovcovateného prachovca, b - sivookrový zrohovcovatený prachovec, SB-1 eg - vzorka nasycovaná etylénglykolom, SB-2 - čiastočne zrohovcovatený prachovec.

Fig. 10. X-ray diffraction record of sample ŠB-1. a - dark nodule from hornfelsed siltstone, b - greyish-ochreous hornfelsed siltstone, ŠB-1 eg-sample saturated by ethylene glycol, ŠB-2 partly hornfelsed siltstone.




Obr. 11. Kryštalizácia zeolitov v závislosti $H_2O/Al_2O_3$ k energii kryštalovej mriežky E (Grüner, 1950).

Fig. 11. Crystallization of zeolites in dependence $H_2O/Al_2O_3$ to energy of crystal lattice E (Grüner, 1950).




Obr. 12. Fázové vzťahy medzi Ca zeolitmi v závislosti od teploty a molárnej koncentrácie $SiO_2$ v bezvodom $CaO.Al_2O_3.XSiO_2$ systéme pri tlaku 1000 atm (Koizuma a Roy, 1960). W - wairakit, An - anortit, Q - kremeň, L - laumontit, Es - epistilbit, S - stilbit, H - heulandit, M - montmorillonit, P - phillipsit.

Fig. 12. Phase relations between Ca- zeolites in dependence on temperature and molar concentration of $SiO_2$ in anhydrous $CaO.Al_2O_3.SiO_2$ system at pressure of 1.000 atm (Koizuma and Roy, 1960). Explanations: W - wairakite, An - anorthite, Q - quartz, L - laumontite, Es - epistilbite, S - stilbite, H - heulandite, M - montmorillonite, P - phillipsite.

rimentálnych výsledkov (Koizuma a Roy, 1960) dochádzame k záveru, že v hydrotermálnych roztokoch postupne vzrastal obsah $SiO_2$, preto ako najmladšie kryštalizovali heulandit a chabazit. Podmienkou ich kryštalizácie je vysoká koncentrácia $SiO_2$ v hydrotermálnom roztoku.

Podľa pomerného zastúpenia jednotlivých zeolitov predpokladáme postupné uvoľňovanie $Ca^{2+}$ (menšieho množstva $Na^+$ a $K^+$), $Al^{3+}$ a $Si^{4+}$ do hydrotermálneho roztoku, čo na začiatku vyvolávalo rast aktivity zložiek. Vykryštalizovalo menšie množstvo skolecitu. V nasledujúcej fáze sa roztoky obohatili o potrebné zložky a nastala kryštalizácia najhojnejšie zastúpených stredných členov - epistilbitu, laumontitu a menšieho množstva smektitu (obr. 12). Kryštalizácia prebiehala nielen vo voľných priestoroch (pukliny, plochy odlučnosti, dutinky), ale aj v samých kontaktných rohovcoch na úkor metamorfných aj úlomkových plagioklasov. Masová kryštalizácia epistilbitu a laumontitu vyvolala výrazné zníženie koncentrácie iónov $Ca^{2+}$ v roztoku a relatívne zvýšenie koncentrácie $Si^{4+}$, čo sa v závere zeolitizácie prejavilo kryštalizáciou už iba menšieho množstva heulanditu a chabazitu.

## Záver

Lokalizácia šiatorskej intrúzie v prostredí tachtianskych pieskovcov až prachovcov spôsobila ich kontaktnú a hydrotermálnu premenu. Tachtianske vrstvy, klasifikované ako silikoklastické pieskovce, sa pod účinkom tepelného potenciálu intrúzie kontaktne metamorfovali do fácie pyroxenických rohovcov s minerálnou asociáciou diopsid - plagioklas - ortoklas - kremeň. Zachované relikty úlomkov pôvodného sedimentu a prevažne poikiloblastický a radiálne lúčovitý vývoj diopsidovo-živcových novotvarov indikuje vysokú kinetiku kontaktnej metamorfózy.

Nasledujúca hydrotermálna činnosť za účasti meteorickej vody viedla k vzniku takýchto teplotne odlišných minerálnych asociácií s priestorovou väzbou na intrúziu:

- Bloky sedimentu zaklesnuté do okrajových častí lakolitu postihla najvyššia termálna premena - biotitizácia.
- Priamo na kontakte rohovcov a lakolitu sa vyvinula nižšia termálna asociácia kremeň - karbonát - epidot.
- Chloritovo-sericitová asociácia sa vyvinula v celom študovanom profile kontaktných rohovcov.

Najrozšírenejšia je nízkotermálna mineralizácia apofylitu s vápnitými zeolitmi a s menším množstvom kremeňa, kalcitu a smektitu. Nachádza sa v intrúzii andezitového porfýru aj v kontaktných rohovcoch.

Šiatorský intruzívny komplex svojím tepelným potenciálom aktivizoval komplex premien, ale vlastné teleso andezitového porfýru sa na nich aktívne nezúčastnilo. Iba v jeho okrajových častiach - v breccii, na plochách odlučnosti a v dutinách - sa pasívne uložili produkty najnižšej termálnej záverečnej fázy mineralizácie.

Výsledným produktom premeny tachtianskych pieskovcov až prachovcov je polymetamorfovaná hornina s pestrou a nerovnovážnou minerálnou asociáciou. Zúčastňujú sa na nej:

- Relikty úlomkového materiálu pôvodného sedimentu, ktoré zastupuje kremeň, ortoklas, plagioklas, granát, amfibol, turmalín, muskovit, zirkón, rekryštalizované schránky živočíchov a malé množstvo organického uhlíka;
- diopsid, plagioklas, ortoklas a kremeň, ktoré sú produktmi kontaktnometamorfnej premeny;
- biotit, karbonát, epidot, chlorit, sericit, apofylit, skolecit, epistilbit, laumontit, heulandit, chabazit, stilbit, kremeň a smektit, ktoré vznikli v hydrotermálnom štádiu.

## Literatúra


Cathelineau, M. & Nieva, D. 1985: A chlorite solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) Geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrology, 91, 235 - 244.*

Coombs, D. S., Ellis, A. J.., Fyle, W. S. & Taylor, A. M. 1959: The zeolitic facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. *Geochim. Acta, 17, 53 - 107.*

Coombs, D. S. 1970: Present status of the zeolite facies. *Amer. Chem. Soc. 2nd Int. Zeolite Conf.*

Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. 1962: Rock-forming minerals. *Longmans, London, 3, 316.*

Ďuďa, R., Mrázek, Z. & Košuth, M. 1984: Postmagmatická zeolitová mineralizácia Cerovej vrchoviny. *Mineralia slov., 16, 2, 157 - 172.*

Grüner, J. W. 1950: The attempt to arrange silicates in the order of reaction energies at relatively low temperatures. *Amer. Mineralogist, 35, 137.*

Hay, R. L. 1964: Philipsite of saline lakes and soils. *Amer. Mineralogist, 49, 1366 - 1387.*

Hay, R. L. 1966: Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. *Geol. Soc. Amer., Bull. Sp. Pap., 85, 130.*

Koizumi, M. & Roy, R. 1960: Zeolite studies. I. synthesis and stability of the calcium zeolites. *J. Geol., 68, 1, 41 - 54.*

Poldervaart, A. & Hess, H. H. 1951: Pyroxenes in the crystallisation of bazaltic magma. *J. Geol., 59, 472.*

Vass, D. & Elečko, M. 1982: Litostratigrafické jednotky kišcelu až egenburgu Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny (juž. Slovensko). *Geol. Práce, Spr., 77, 111 - 124.*

Vass, D. et al., 1987: Sedimentologická a genetická charakteristika fiľakovského súvrstvia (Cerová vrchovina, egenburg). *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Vass, D. & Elečko, M. et al. 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1:50 000. *GÚDŠ Bratislava, 1 - 196.*

Winkler, H. G. F. 1967: Petrogenesis of metamorphic rocks. *New York, Heidelberg, Berlín, 348.*

Zen, E. A. 1961: The zeolite facies: an interpretation. *Amer. J. Sci., 259, 401 - 409.*

Ždanov, S. P. 1970: Some problems of zeolite crystallization. *Amer. Chem. Soc. 2nd Zeolite Conf., 19 - 41.*


# Contact and hydrothermal effects of the Šiator intrusion on sediments of the Fiľakovo Formation(Cerová vrchovina Upland)

In the southern part of the Cerová vrchovina Upland, at the quarry Malý mlyn near Šiatorská Bukovinka (Figs. 1, 2) a body of andesite porphyry and the Tachty member is uncovered. In the contribution the contact and hydrothermal effects of the Šiator intrusive complex (Badenian) on the Tachty member (Eggenburgian), into which it intruded, are discussed. The contact effects of the intrusion were restricted to sediments. The hydrothermal effects were manifested in sediments as well as the body of andesite porphyry, but in its marginal parts only. With localization of the intrusion a breccia formed at its margin, its fragments, similarly as joints, originated with cooling of the intrusion, formed by vertical parting connected with transversal fracturing, were filled up by a variegated zeolite mineralization with apophyllite (Ďuďa et al., 1984).

The Tachty sandstones to siltstones are forming the stratigraphically lowermost lithological unit of the Fiľakovo Formation (Vass and Elečko et al., 1982). Petrographically they belong to silicoclastic sandstones to siltstones. Due to the effect of the heat potential of the intrusion they underwent contact metamorphism into the facies of pyroxenic hornfelses with the mineral association diopside- plagioclase- orthoclase- quartz (Fig. 4, Tab. 1). This association is most completely preserved in dark nodules (Fig. 3).

Reduction of temperature and pressure conditioned the origin of convection currents, which have induced post-magmatic hydrothermal activity with the share of meteoric waters. The product of hydrothermal activity is formation of several mineral associations taking rise in a wider range of temperature with spatial linking to the intrusion:

- The highest thermal alteration is biotitization. It affected detached blocks of sediments sunken into marginal parts of the intrusion. Sediments in the contact metamorphic phase altered into fine-grained hornfelses were impregnated by small scales of reddishbrown secondary biotite.
- The lower thermal association quartz-carbonate-epidote is only of local extension, directly at the contact of the intrusion with hornfelses. It is filling up joints in the breccia of andesite porphyry.
- The mineral association of chlorite-sericite is developed in contact hornfelses. Chlorites are of ripodolite-pycnochlorite composition. The fine-grained aggregate is evenly scattered and causes the greenish colour of hornfelses (Figs. 8, 9).
- Most distinct and mostly widespread is low thermal zeolite mineralization with apophyllite (Fig. 3a) accompanied by less amount of calcite, quartz, chlorite and smectite (Fig. 10).

The resulting product of alteration of the Tachty sandstones and siltstones is a polymetamorphosed rock with a variegated and unbalanced mineral association. Taking part are in it:

- relics of fragmental material of the original sediment, which are formed by quartz, orthoclase, plagioclase, tourmaline, zircon, recrystallized shells of animals and a small amount of organic carbon,
- diopside, plagioclase, orthoclase, quartz, which are products of contact metamorphic alteration,
- minerals formed in the hydrothermal stage- biotite, carbonate, epidote,. chlorite, sericite, apophyllite, scolecite, epistilbite, laumontite, heulandite, chabazite, stilbite, quartz and smectite.

*Mineralia Slovaca, 27 (1995), 29 - 36*

# Fyzikálno-optické vlastnosti pevných roztokov Au a Ag

MILAN HÁBER[1], STANISLAV JELEŇ[1] a PAVEL KAŠPAR[2]

[1]Geologický ústav SAV, pracovisko Banská Bystrica, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica
[2]Katedra mineralogie, geochemie a krystalografie PřF UK, Albertov 6, 128 43 Praha

*(Doručené 26.5.1994)*

**Physical-optical properties of Au-Ag alloys**

The dependence of physical-chemical properties in both end and middle member of Au-Ag alloys series (gold, electrum, küstelite, silver) on their chemical composition was studied on 27 samples. The chemical composition of minerals was analysed by electron microprobe. The fineness of gold range from 414 up to 994. The refectance values ($R_{589nm}$) varies from 70.1 % (gold with Sb-Ni content) up to 92.6 % (silver). The characteristic curves of reflectance for various members of studied series were determined. The dispersion of their colour characteristics is as follows: x = 0.3204 - 0.3854, ... = 0.3233 - 0.3963, Y = 56.62 - 91.94 %, $\lambda_d$ = 573.1 - 582.4 nm, $P_e$ = 6.04 - 36.79 %. The values of $VHN_{10g}$ range from 50.1 to 118.2. It was confirmed that the investigated properties depend on the chemical composition. However, it may be supposed that the irregular inhomogenity in native gold particles is caused not only by process of their growth but also by Ag diffusion after crystal growth as a result increasing Ag activity at the expense of Au activity in the end of the mineralization processes.

**Key words:** Au-Ag alloys, chemical composition, zonal structure, reflectance data, hardness, colour values

## Úvod

Zlato a striebro tvoria neomedzené pevné roztoky, ktoré sa v podobe zlata (Ag 0 - 30 %), elektra (Ag 30 - 70 %), küstelitu (Ag 70 - 90 %) a striebra vyskytujú v ložiskách najrozmanitejších genetických typov. Štúdiu ich fyzikálnych a optických vlastností venovali pozornosť viacerí mineralógovia i fyzici (Nakhla, 1956, 1975; Bowie a Taylor, 1958; Lebedeva, 1963, 1977; Young a Millman, 1964; Kosiak a Jeľcova, 1975; Bernštejn a Kozak, 1970; Badalova et al., 1968; Petrovskaja, 1973; Petrovskaja et al., 1971, 1975; Matkovskij et al., 1972 a i.). Ich optické charakteristiky uvádzajú mnohé určovacie tabuľky - kompendiá (napr. Uytenbogaardt a Burke, 1971; Bessmertnaja et al., 1973; Criddle a Stanley, 1986, 1993; Čvileva et al., 1988 a i.).

Mineralogickým výskumom ložísk v Banskej Štiavnici, Hodruši a niektorých novších výskytov Au v Západných Karpatoch (Uderiná, Ozdín) sa získal reprezentatívny súbor vzoriek izomorfného radu Au - Ag, ako aj vzorky zloženia Au -Ag - Hg a Au - Sb - Ni na štúdium ich charakteristických fyzikálnych a optických vlastností - mikrotvrdosti, odraznosti, farebných charakteristík a zonálnosti zlatiniek.

## Charakteristika vystupovania študovaných objektov

Objektom výskumu boli vzorky zo žilnej výplne, impregnácií v horninách a produktov úpravy ťaženej suroviny.

V nábrusoch zo žíl v Banskej Štiavnici a Hodruši vystupuje zlato v podobe xenomorfných zŕn a mikrožiliek na styku rôznych minerálov (kremeň, karbonát, pyrit, sfalerit, chalkopyrit, galenit, hematit a i.) vo veľkosti 2 - 200 μm a zriedkavejšie aj v podobe zrnitých agregátov (obr. 1a - f).

Striebro z Vyhní sa nachádza v kremeňovo-karbonátovej žilovine v asociácii s akantitom, küstelitom a ďalšími sulfidmi (galenit, sfalerit, chalkopyrit). Zrná dosahujú veľkosť od 10 μm do 2 mm (obr. 1g).

Produkty úpravy predstavujú vyseparované zlatinky vo veľkosti 10 - 500 μm (obr. 1h, 2a) zo sulfidických koncentrátov a odpadu po flotácii z úpravne v Banskej Štiavnici (vzorky s označením KBŠ).

Zlato s obsahom Hg, resp. intermetalické zliatiny Au - Ag - Hg z Uderinej vytvárajú drobné nugety (od 0,1 do 9 mm) v mylonitizovaných horninách veporického kryštalinika (Maťo a Maťová, 1993).

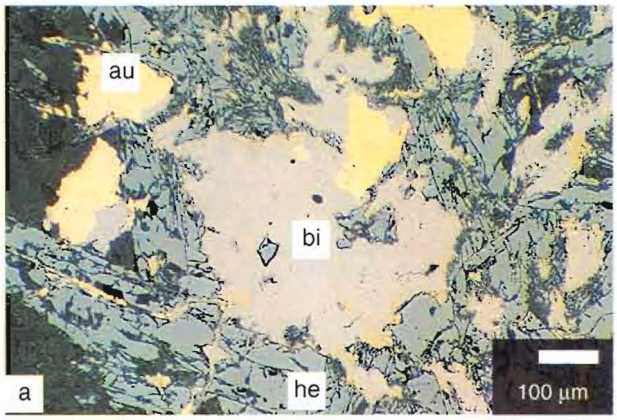
Zlato s obsahom Sb a Ni (obr. 2b) z Ozdína pochádza z tmavých bridlíc s antimonitom, berthieritom, ullmannitom, breithauptitom, arzenopyritom a s ďalšími sulfidmi (Maťo a Maťová, 1994) z komplexu chloriticko-sericiticko-kremitých fylitov. Veľkosť zlatiniek v agregáte je od 10 do 800 μm.

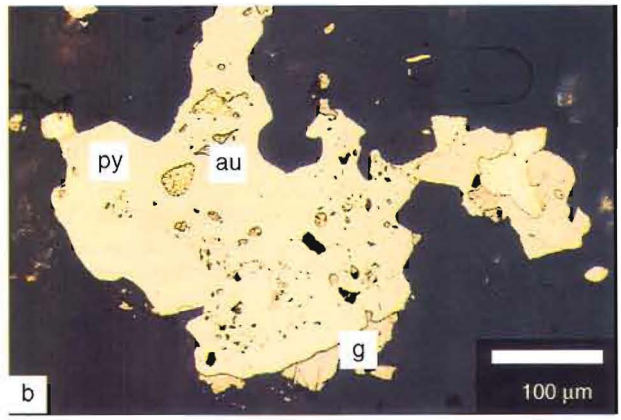
Zlato vysokej rýdzosti zo šlichov z Voltýřova sme využili na skompletizovanie optických a fyzikálnych charakteristík v izomorfnom rade Au - Ag.

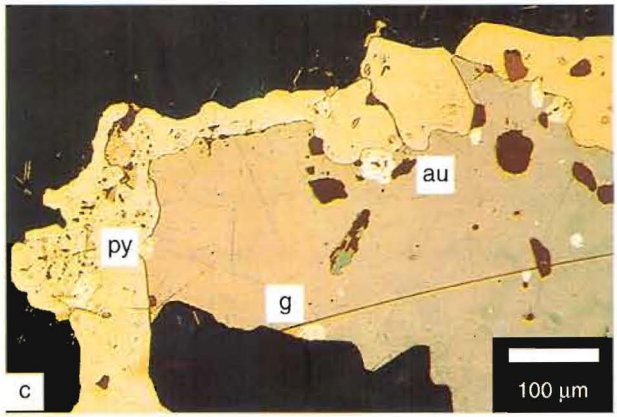
## Metodika výskumu

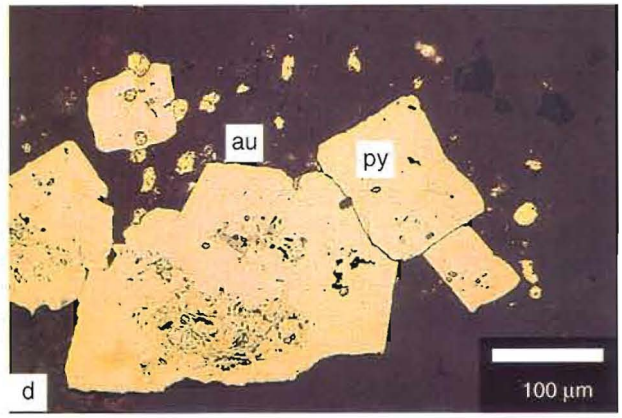
*Chemické zloženie* študovaných vzoriek (tab. 1) sa stanovovalo na rtg mikroanalyzátore fy JEOL SUPERPROBE 733 (pracovisko mikrosondy GÚDŠ v Bratislave, analytik Čaňo). Podmienky analýz: 20 a 25 kV, prúd elektrónov 3 - 10 nA, štandardné vzorky: Ag, Au, Bi, Sb, Ni, cinabarit (pre Hg), chalkopyrit (pre Cu).

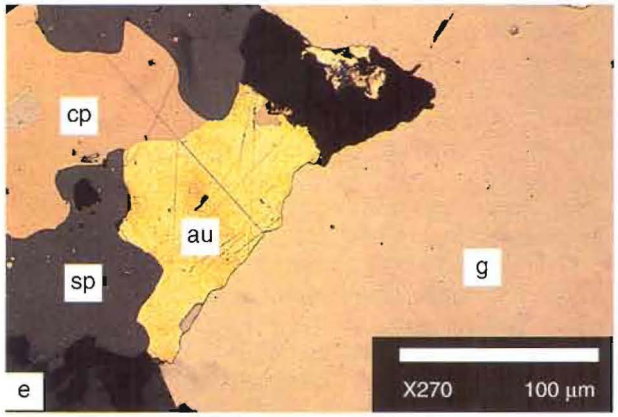
*Odraznosť* sa merala v GÚ SAV v Banskej Bystrici pomocou Compactfotometra fy Leitz MPV na mikroskope

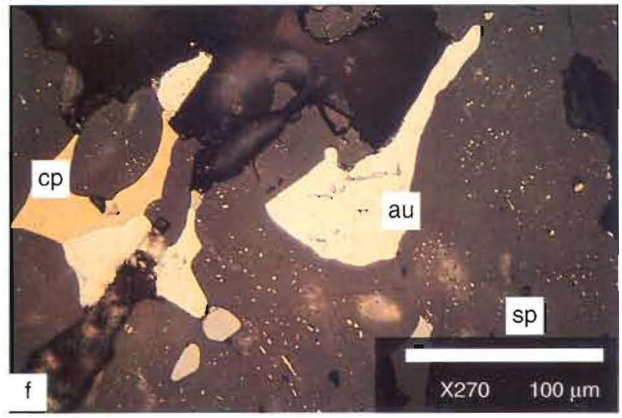

au
bi
he
100 µm
a

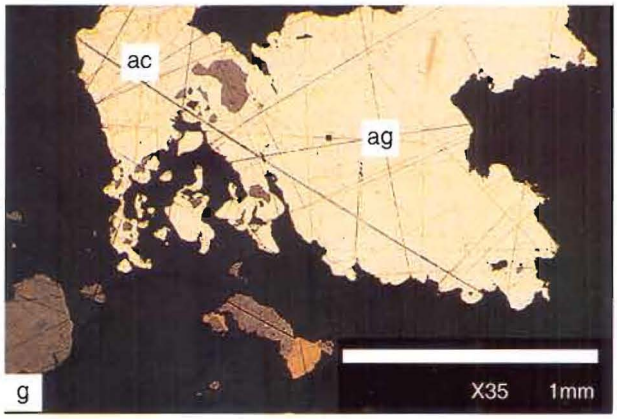

py
au
g
100 µm
b

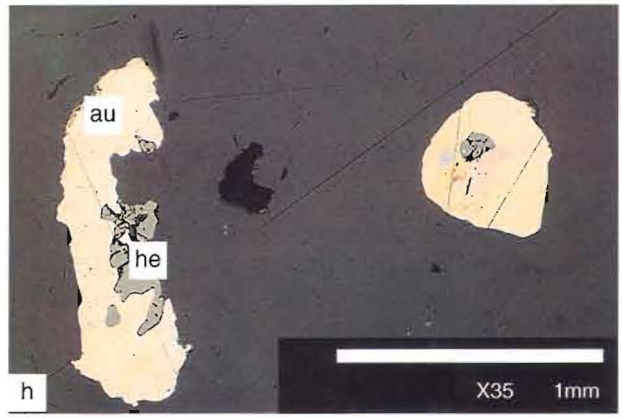

au
py
g
100 µm
c

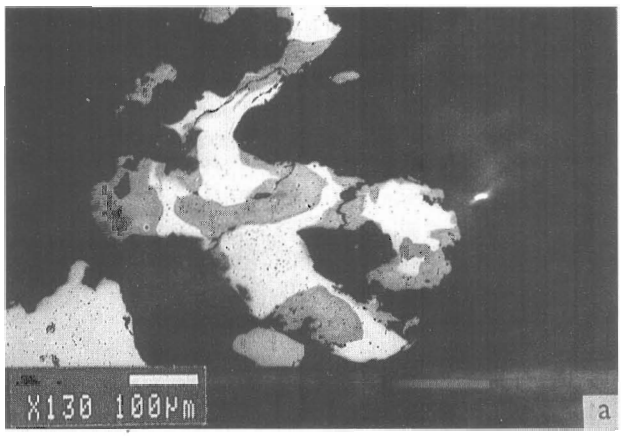

au
py
100 µm
d


cp
au
sp
g
X270
100 µm
e


cp
au
sp
X270
100 µm
f

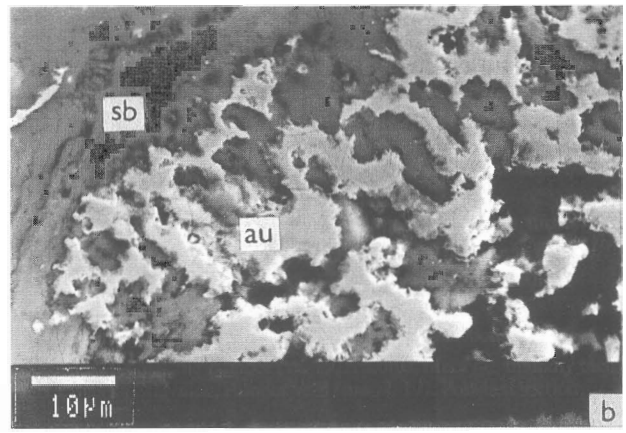

ac
ag
X35
1mm
g


au
he
X35
1mm
h




Obr. 2a. Zonálna zlatinka z odpadu po flotácii. Biela zóna - küstelit, tmavšie zóny - elektrum až zlato Banská Štiavnica. Nábrus, SEI (CLEM GÚDŠ).

Fig. 2a. Zonal gold foil from waste after flotation. White - küstelite, darker zone - electrum - gold. B. Štiavnica. Polished section. SEI (CLEM GÚDŠ).




Obr. 2b. Agregát antimonitu (sb) so zlatinkou s obsahom Sb-Ni Ozdín (vzorka Maťa). Nábrus, SEI (CLEM GÚDŠ).

Fig. 2b. Aggregate of antimonite (sb) with gold foil containing Sb-Ni. Ozdín (sample of Maťo). Polished section, SEI (CLEM GÚDŠ).

Orthoplan, obj. 50 x 0,85, filter Vertil 200 na ploche 25 µm pri vlnovej dĺžke 436, 479, 545, 589 a 645 nm použitím štandardu WTiC NPL č. 422 (C. Zeiss, Oberkochen) v miestach zisťovania lokálnych zmien chemického zloženia (mikrosondových analýz). Pri vybraných 12 vzorkách sa na spresnenie priebehu disperzných kriviek odraznosti a na výpočet farebných charakteristík premerali hodnoty R (tab. 2 a 3) v rozmedzí vlnovej dĺžky 420 - 700 nm v intervale po 20 nm.

*Mikrotvrdosť* (VHN) vzoriek zlata sa merala v GÚ SAV v Banskej Bystrici v bodoch merania odraznosti, ale aj mimo nich pomocou mikrotvrdomeru PMT-3 10 g závažím pri expozícii 10 s. Priemerné hodnoty (ΣVHN/n) uvádza tab. 3.

*Charakteristiky farieb* (farebné súradnice x a y, jas Y v %, dominantná vlnová dĺžka spektrálnej farby $\lambda_d$ v nm a čistota farby $P_e$ v %) sa vypočítavali z nameraných hodnôt odraznosti (Kašpar, 1988). Hodnoty sú v tab. 2.

## Výsledky štúdia

*Charakteristika farieb.* Zlato vysokej rýdzosti má v mikroskope sýtožltú farbu, ktorá sa s pribúdajúcim izomorfným obsahom Ag mení na svetložltú až krémovožltú (küstelit). Striebro je biele. Hg zlato sa farbou neodlišuje od farby zlata zodpovedajúcej rýdzosti. Naproti tomu Sb zlato s obsahom Ni má netypickú červenkavú farbu. Vizuálne pozorovania minerálov Au a Ag v mikroskope sa kvantifikovali.

Z chromatického trojuholníka na obr. 3 vidieť, že body farebných súradníc (x a y) vzoriek súboru ležia takmer na priamke. To naznačuje, že sa vlnová dĺžka dominantnej spektrálnej farby nemení ($\lambda_d$ = 575 nm), mení sa iba jej čistota $P_e$. Na základe uvedeného možno aj takto orientačne stanoviť rýdzosť skúmaných zlatiniek. Potvrdzuje sa, že súradnice striebra alebo všeobecnejšie fáz s vyšším obsahom Ag ležia bližšie k iluminantu (bod C), sú belšie až svetlokrémové, majú menej sýte farby ako fázy so zvýšeným obsahom Au, ktoré sú sýtejšie žlté. Okrem uvedenej priamky možno ďalšími bodmi preložiť líniu takmer kolmú na predchádzajúcu. To signalizuje, že sa v súbore meraných vzoriek mierne mení aj dominantná vlnová dĺžka od 573 do 582 nm, ktorá zodpovedá danej farbe svetla pri jej rovnakej čistote (pozri Fuka a Havelka, 1961), a to od žltej pri zlate (vzorka 1 a 2) cez zelenavožltú pri Hg zlate (vzor-

Obr. 1a. Zlatinky (au) v agregáte hematitu (he) a sulfosoli $Ag_4Pb_4Bi_6S_{15}$ (bi). Banská Štiavnica, žila Bieber. Nábrus, nikoly //.
Fig. 1a. Gold foils (au) in hematite (he) and sulphosalt $Ag_4Pb_4Bi_6S_{15}$ (bi) aggregate. Banská Štiavnica, vein Bieber. Polished section, nicols //.

Obr. 1b. Inklúzie zlata (au) v pyrite (py) a kremeni. Sivé šupinky v pyrite - hematite. Banská Štiavnica, žila Terézia (vz. 18). Nábrus, nikoly //.
Fig. 1b. Gold (au) inclusions in pyrite (py) and quartz. Grey flakes in pyrite - hematite. Banská Štiavnica, vein Terézia (sampl. 18). Polished section, nicols //.

Obr. 1c. Zlato (au) v pyrite a mladšom galenite (g). Sivá šupinka v galenite - hematite. Banská Štiavnica, žila Terézia. Nábrus, nikoly //.
Fig. 1c. Gold (au) in pyrite (py) and younger galenite (g). Grey flakes in galenite - hematite. Banská Štiavnica, vein Terézia. Polished section, nicols //.

Obr. 1d. Zlato (au) v kremeni a pyrite (py). Sivé šupinky v pyrite - hematite. Banská Štiavnica, žila Himber (vz. 17). Nábrus, nikoly //.
Fig. 1d. Gold (au) in pyrite (py) and quartz. Grey flakes in pyrite - hematite. Banská Štiavnica, vein Himber (sampl. 17). Polished section, nicols //.

Obr. 1e. Zlato (au) v agregáte galenitu (g), sfaleritu (sp) a chalkopyritu (cp). Banská Štiavnica, žila Terézia (vz. 20). Nábrus, nikoly //.
Fig. 1e. Gold (au) in aggregate of galenite (g), sphalerite (sp) and chalcopyrite (cp). Banská Štiavnica, vein Terézia (sampl. 20). Polished section, nicols //.

Obr. 1f. Zlato (au) v sfalerite (sp) a v agregáte s chalkopyritom (cp) a kremeňom. Banská Štiavnica, žila Himber (vz. 19). Nábrus, nikoly //, imerzný olej.
Fig. 1f. Gold (au) in sphalerite (sp) and in aggregate with chalcopyrite (cp) and quartz. Banská Štiavnica, Himber vein (sampl. 19). Polished section, nicols //, immersion oil.

Obr. 1g. Striebro (ag) so zrnom akantitu (ac) v karbonáte. Banská Štiavnica, Grüner žila (vz. 27). Nábrus, nikoly //.
Fig. 1g. Silver (ag) with acanthite (ac) grain in carbonate. Banská Štiavnica, vein Grüner (sampl. 27). Polished section, nicols //.

Obr. 1h. Vyseparované zlato (au) so zarasteným zrnom hematitu (he) a galenitu z odpadu. Banská Štiavnica, vz. 298/14. Nábrus, nikoly //.
Fig. 1h. Gold (au) with ingrown grain of hematite (he) and galenite, separated from waste. Banská Štiavnica, sample 294/14. Polished section, nicols //.

Tab. 1
Chemické zloženie zlata, „elektra", küstelitu a striebra (hmot. %)
Chemical composition of gold, „elektrum", küstelit and silver (wt. %)

| Č. a. | Vzorka | Au | Ag | Cu | Hg | Bi | S | Rýdzosť |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Voltýřov | 96,70 | 0,56 | 0,06 | 0,12 | - | 97,44 | 994 |
| 2 | KBŠ-298/14 | 90,11 | 8,87 | 0,10 | 0,45 | 0,12 | 99,65 | 910 |
| 3 | KBŠ-319/6 | 89,53 | 9,41 | - | - | - | 98,94 | 905 |
| 4 | KBŠ-298/5 | 88,24 | 10,22 | 0,13 | 0,33 | 0,15 | 99,07 | 896 |
| 5 | KBŠ-318/4 | 85,78 | 12,62 | - | 0,13 | - | 98,53 | 872 |
| 6 | Uderiná | 86,60 | 4,00 | - | 8,93 | - | 99,53 | 870/956* |
| 7 | Uderiná | 86,70 | 4,14 | - | 8,90 | - | 99,74 | 869/954* |
| 8 | Uderiná | 86,61 | 3,96 | - | 9,16 | 0,14 | 99,87 | 867/956* |
| 9 | Uderiná | 86,19 | 4,00 | - | 9,53 | - | 99,72 | 864/956* |
| 10 | Ozdín | 84,82 | 0,01 | - | - | 0,04 | 98,52** | 861/999* |
| 11 | KBŠ-319/9 | 77,39 | 21,99 | - | - | 0,06 | 99,44 | 779 |
| 12 | KBŠ-319/3 | 76,52 | 22,65 | 0,06 | - | 0,43 | 99,66 | 772 |
| 13 | KBŠ-318/5 | 75,95 | 22,95 | 0,01 | - | 0,28 | 99,19 | 768 |
| 14 | KBŠ-298/3 | 76,21 | 23,42 | 0,05 | 0,19 | 0,14 | 100,01 | 765 |
| 15 | KBŠ-318/3 | 74,50 | 24,39 | - | - | - | 98,89 | 753 |
| 16 | KBŠ-318/15 | 69,36 | 29,20 | - | 0,08 | 0,20 | 98,84 | 704 |
| 17 | BŠ-Himber | 64,27 | 36,32 | - | - | 0,05 | 100,64 | 639 |
| 18 | BŠ-Terézia | 62,48 | 37,25 | - | - | 0,07 | 99,79 | 626 |
| 19 | BŠ-Himber | 60,68 | 40,09 | - | - | 0,04 | 100,81 | 602 |
| 20 | BŠ-Terézia | 58,50 | 40,75 | - | - | - | 99,25 | 589 |
| 21 | KBŠ-319/10 | 53,84 | 44,29 | - | - | 0,49 | 98,62 | 549 |
| 22 | BŠ-Grüner | 48,76 | 51,20 | 0,02 | 0,35 | - | 100,33 | 488 |
| 23 | BŠ-Grüner | 46,17 | 50,98 | 0,04 | 0,24 | - | 97,43 | 475 |
| 24 | BŠ-Grüner | 42,27 | 57,77 | - | 0,49 | - | 100,53 | 422 |
| 25 | BŠ-Grüner | 41,27 | 58,38 | 0,04 | 0,50 | - | 100,19 | 414 |
| 26 | Vyhne | 0,35 | 99,88 | - | - | - | 100,23 | - |
| 27 | BŠ-Grüner | - | 99,19 | 0,11 | - | - | 99,30 | - |

BŠ - Banská Štiavnica; KBŠ - zlatinky z koncentrátov a odpadu
* - Au/Au+Ag+Hg+Bi+Sb+Ni/ Au/Au+Ag
** - okrem štandardných prvkov sa zistil obsah 9,5 % Sb a 4,15 % Ni

ka 6 a 7) po ružovooranžovú pri Ni-Sb zlate (vzorka 10).

*Odraznosť.* Študované intermetalické minerály majú vo všeobecnosti typickú vysokú odraznosť. Ich disperzné krivky odraznosti sú na obr. 4.

Odraznosť zlata má vo viditeľnej oblasti spektra anomálny strmý charakter disperzie. Charakteristickou zvláštnosťou zlata s vysokou rýdzosťou (> 90 % Au, vz. 1 a 2) je nepatrné zvýšenie R na hranici s ultrafialovou oblasťou spektra (okolo 420 nm). Takmer v celej viditeľnej oblasti spektra, ale hlavne v zelenej (okolo 480 - 500 nm) sa odraznosť prudko zvyšuje, kým v červenej oblasti spektra sa hodnoty R menia len nepatrne.

Disperzná krivka striebra (vz. 27) vo viditeľnej oblasti spektra má miernejší vzostupný trend, ale absolútna hodnota odraznosti je najvyššia, no s rastúcim obsahom izomorfného zlata klesá (küstelit vo vz. 23).

Spektrum odraznosti elektra so zvyšovaním obsahu Ag (vz. 4, 11, 16, 20) má charakter krivky podobný krivke zlata a zaberá prechodné postavenie medzi krivkou striebra a zlata.

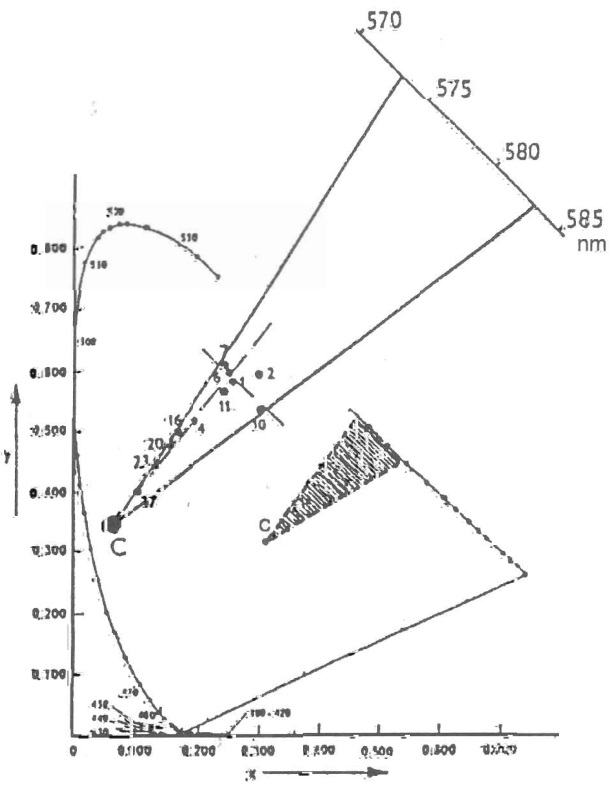
Hg elektrum z Uderinej sa v mikroskope od zlata prakticky nedá odlíšiť. Ale v priebehu disperzných kriviek (najmä v žltej a červenej oblasti spektra) možno pozorovať ich veľmi mierne zvyšovanie. Z nameraných hodnôt R v štyroch vzorkách (vz. 6 - 9) je však jednoznačné, že sa Hg nachádza s Au a Ag v pevnom roztoku.

Sb-Ni zlato z Ozdína má charakter disperznej krivky podobný krivke zlata, ale hodnoty odraznosti vo väčšej časti spektra (od zelenej po červenú) sú o 10 a viac % nižšie.

Pri niektorých vzorkách sa zistilo ich zvyšovanie v oblasti na viditeľnej hranici a ultrafialovej oblasti spektra (250 - 400 nm). Z literatúry je známe, že práve v oblasti UV spektra sa hodnoty R zlata a striebra, ako aj prechodných fáz podstatne odlišujú, a preto na základe zmeny koeficienta odraznosti možno pomerne presne stanoviť rýdzosť zlata v intervale 700 - 1000 (Bernštejn a Kozak, 1970; Ščerbačev et al., 1981).

*Mikrotvrdosť.* Závislosť hodnôt mikrotvrdosti (VHN) zlata od obsahu Ag sa stanovila v zliatinách Au a Ag už začiatkom 20. stor. (Kurnakov et al. in Petrovskaja a Novgorodova, 1975). Potvrdila sa aj pre prírodné zlato (Lebedeva, 1963, 1977). Ale údaje mikrotvrdosti v literatúre sa pre rozdielnu metodiku jej stanovovania dosť podstatne odlišujú: 34 - 52 (Bowie a Taylor, 1958), 41 - 94 (Young a Millman, 1964), 50 - 82 (Lebedeva, 1963), 41 -137 (Badalova et al., 1968), 37 - 150 (Matkovskij et al., 1972), 51 - 110 (Petrovskaja a Novgorodova, 1975), 30 - 61 (Criddle a Stanley, 1986, 1993), 50 - 105 (Čvileva et al., 1988).

Z grafu na obr. 5 možno vyčítať, že s rastom obsahu Ag v zlate od 0 do cca 30 hm % rastie priemerná hodnota VHN takmer lineárne (50 - 80). Elektrum a küstelit majú najvyššie zistené hodnoty VHN (62 - 85). Mikrotvrdosť striebra je nízka (58). Zistilo sa, že VHN „Hg" elektra je nižšia ako elektra v rovnakej rýdzosti bez Hg a pohybuje sa od 53 do 59. Naproti tomu mikrotvrdosť Sb-Ni zlata je podstatne vyššia (118).




Obr. 3. Chromatický trojuholník so súborom študovaných vzoriek (1 - 27 - čísla analýz v tab. 1).

Fig. 3. Chromaticity diagram with the set of studies samples (1 - 27 - numbers of analyses in Table 1).

Tab. 2
Odraznosť (%) a charakteristika farby zlata, „elektra", küstelitu a striebra
Reflectivity (%) and characteristic of the color of gold, „elektrum", küstelit and silver

| λ (nm) | Vzorky (č. analýzy v tab. 1) | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 4 | 6 | 7 | 10 | 11 | 16 | 20 | 23 | 27 |
| 420 | 29,9 | 29,1 | 32,2 | 31,5 | 33,8 | 31,0 | 35,5 | 29,9 | 39,5 | 55,0 | 78,2 |
| 440 | 32,3 | 28,3 | 42,5 | 32,5 | 34,0 | 31,0 | 35,0 | 49,9 | 56,6 | 66,1 | 81,5 |
| 460 | 35,1 | 34,1 | 55,0 | 37,0 | 37,5 | 31,5 | 41,0 | 60,3 | 69,7 | 75,4 | 83,9 |
| 480 | 45,0 | 39,5 | 62,9 | 47,1 | 50,0 | 32,5 | 50,0 | 68,5 | 75,5 | 79,9 | 86,6 |
| 500 | 53,3 | 45,1 | 67,9 | 63,1 | 70,8 | 36,0 | 57,5 | 71,5 | 79,6 | 84,2 | 88,2 |
| 520 | 61,1 | 52,6 | 71,6 | 70,6 | 75,8 | 41,1 | 64,6 | 74,5 | 82,5 | 86,5 | 90,1 |
| 540 | 65,8 | 64,8 | 75,0 | 75,6 | 80,5 | 50,3 | 71,6 | 77,5 | 85,0 | 88,5 | 91,5 |
| 560 | 70,1 | 71,3 | 77,5 | 78,5 | 82,1 | 61,5 | 75,1 | 79,6 | 86,6 | 90,4 | 92,6 |
| 580 | 73,8 | 77,0 | 79,8 | 80,6 | 84,0 | 67,7 | 78,6 | 81,5 | 87,5 | 91,5 | 93,5 |
| 600 | 77,1 | 79,9 | 81,5 | 81,7 | 84,9 | 70,4 | 81,4 | 83,0 | 89,6 | 92,5 | 94,1 |
| 620 | 79,9 | 80,2 | 83,1 | 83,1 | 85,7 | 72,0 | 83,7 | 84,6 | 90,3 | 93,0 | 94,6 |
| 640 | 82,3 | 81,3 | 85,0 | 83,8 | 86,1 | 72,5 | 85,1 | 86,0 | 91,2 | 93,5 | 95,1 |
| 660 | 84,5 | 82,4 | 86,5 | 84,5 | 86,3 | 72,6 | 86,5 | 86,9 | 91,8 | 94,0 | 95,5 |
| 680 | 85,1 | 83,4 | 87,5 | 85,0 | 86,5 | 72,7 | 87,5 | 87,8 | 92,0 | 94,3 | 95,6 |
| 700 | 85,3 | 84,5 | 88,4 | 85,2 | 86,5 | 73,5 | 88,3 | 88,5 | 92,1 | 94,5 | 95,8 |
| x | 0,3729 | 0,3844 | 0,3488 | 0,3691 | 0,3665 | 0,3854 | 0,3674 | 0,3421 | 0,3365 | 0,3303 | 0,3204 |
| y | 0,3835 | 0,3869 | 0,3648 | 0,3936 | 0,3963 | 0,3696 | 0,3793 | 0,3576 | 0,3525 | 0,3438 | 0,3283 |
| Y (%) | 67,99 | 66,74 | 76,12 | 75,25 | 79,29 | 56,62 | 72,61 | 78,45 | 85,42 | 89,11 | 91,94 |
| $\lambda_d$(nm) | 576,9 | 578,5 | 574,7 | 574,1 | 573,1 | 582,4 | 576,5 | 574,3 | 573,6 | 573,6 | 575,6 |
| $P_e$ (%) | 35,02 | 39,00 | 23,52 | 36,77 | 36,79 | 34,30 | 32,38 | 19,81 | 16,92 | 12,90 | 6,04 |

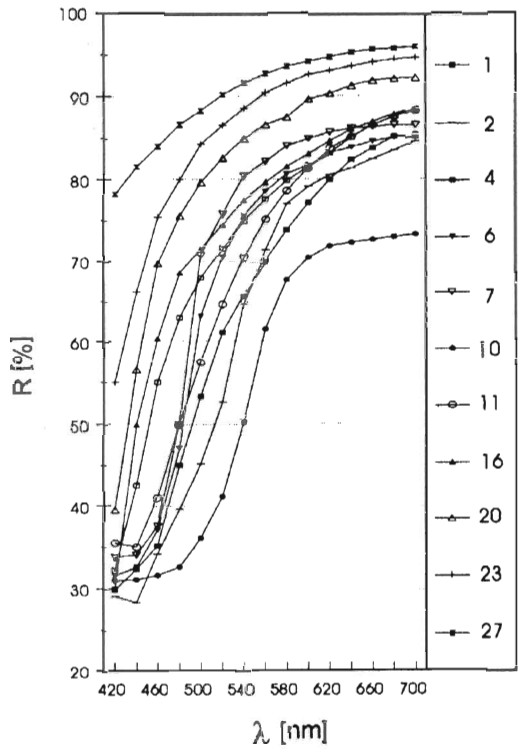
Tab. 3
Odraznosť (R v %) a mikrotvrdosť ($VHN_{10}$) zlata „elektra", küstelitu a striebra
Reflectivity (R in %) and mikrohardness ($VHN_{10}$) of gold, „elektrum", küstelit and silver

| λ(nm) | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 436 | 32,1 | 28,2 | 34,7 | 42,5 | 36,2 | 31,9 | 34,0 | 34,0 | 32,2 | 30,7 | 34,6 | 36,1 | 43,5 | 48,0 |
| 479 | 45,0 | 39,8 | 56,1 | 63,5 | 50,2 | 52,3 | 54,6 | 51,2 | 51,1 | 32,8 | 56,4 | 56,1 | 65,9 | 66,3 |
| 545 | 67,1 | 65,9 | 71,5 | 73,2 | 72,8 | 75,3 | 80,0 | 75,5 | 75,1 | 54,6 | 71,4 | 75,3 | 78,4 | 79,0 |
| 589 | 76,4 | 78,9 | 83,1 | 81,0 | 79,9 | 82,0 | 84,5 | 84,8 | 84,3 | 70,1 | 76,1 | 81,0 | 86,7 | 88,4 |
| 645 | 83,0 | 81,3 | 86,0 | 85,2 | 83,4 | 84,0 | 86,5 | 86,0 | 86,8 | 72,2 | 85,4 | 83,0 | 89,7 | 90,1 |
| $VHN_{10}$ | 50,1 | 59,1 | 63,0 | 67,5 | 63,2 | 59,7 | 53,4 | 57,5 | 57,2 | 118,2 | 68,5 | 68,5 | 79,0 | 78,2 |
| n | 4 | 8 | 4 | 5 | 5 | 3 | 2 | 1 | 3 | 1 | 4 | 1 | 5 | 5 |
| Au/Au+Ag | 994 | 910 | 905 | 896 | 872 | 870 | 869 | 867 | 864 | 861 | 779 | 772 | 768 | 765 |

| λ (nm) | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 436 | 45,9 | 49,2 | 53,9 | 51,6 | 54,6 | 56,0 | 45,6 | 66,1 | 66,0 | 68,2 | 58,9 | 69,3 | 81,0 |
| 479 | 69,0 | 68,7 | 71,3 | 67,4 | 75,1 | 70,6 | 64,3 | 76,3 | 79,6 | 77,3 | 70,3 | 75,8 | 83,9 |
| 545 | 78,9 | 76,2 | 79,5 | 76,6 | 84,1 | 80,0 | 76,8 | 88,1 | 88,6 | 87,8 | 77,4 | 79,9 | 89,2 |
| 589 | 86,9 | 85,0 | 84,8 | 84,5 | 87,0 | 86,9 | 86,3 | 92,0 | 92,4 | 92,3 | 83,8 | 84,8 | 92,6 |
| 645 | 89,7 | 86,6 | 86,8 | 89,1 | 91,5 | 91,3 | 90,8 | 94,1 | 93,9 | 93,2 | 92,0 | 92,8 | 93,0 |
| $VHN_{10}$ | 72,1 | 66,5 | 68,7 | 71,5 | 69,6 | 83,5 | 84,2 | 68,7 | 74,8 | 69,0 | 71,5 | 58,2 | 58,3 |
| n | 7 | 2 | 2 | 2 | 4 | 5 | 1 | 2 | 2 | 3 | 1 | 6 | 3 |
| Au/Au+Ag | 753 | 704 | 639 | 626 | 602 | 589 | 549 | 488 | 475 | 422 | 414 | | |

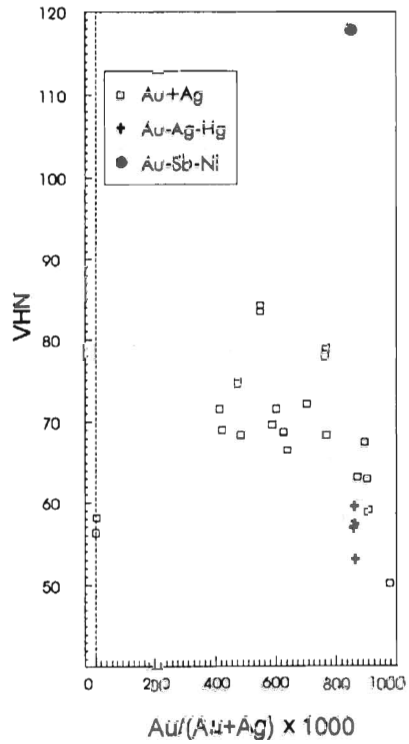
Závislosť VHN od obsahu Ag v zlate sa začala využívať aj na stanovovanie rýdzosti zlata (Narsejev, 1969). Ale metodika vyvolávala pochybnosti, pretože mikrotvrdosť zlata aj tej istej rýdzosti bola často dosť rozdielna. Naše pozorovania a údaje z literatúry potvrdili, že túto závislosť okrem inhomogenity v rozmiestnení Ag, resp. iných stopových prvkov v zlate (Sb, Bi, Cu, Ni, Te, Hg) komplikujú ďalšie faktory, ako je veľkosť zŕn, deformácia a rekryštalizácia zlata, blokovú a mozaikovitú subštruktúra zlatiniek, plasticita, pružnosť, pórovitosť, ale aj mechanické vplyvy brúsenia a leštenia.

Z grafu na obr. 6, v ktorom sa uvádzajú hodnoty mikrotvrdosti viacerých autorov vrátane našich, možno usudzovať o polymodálnom charaktere distribúcie hodnôt mikrotvrdosti zlata tak, ako to predpokladá Petrovskaja a Novgorodova (1975). To môže potvrdzovať možnosť štruktúrneho usporiadania prírodných zmesí Au a Ag a súhlasí to aj s predpokladom o existencii intermetalických zlúčenín



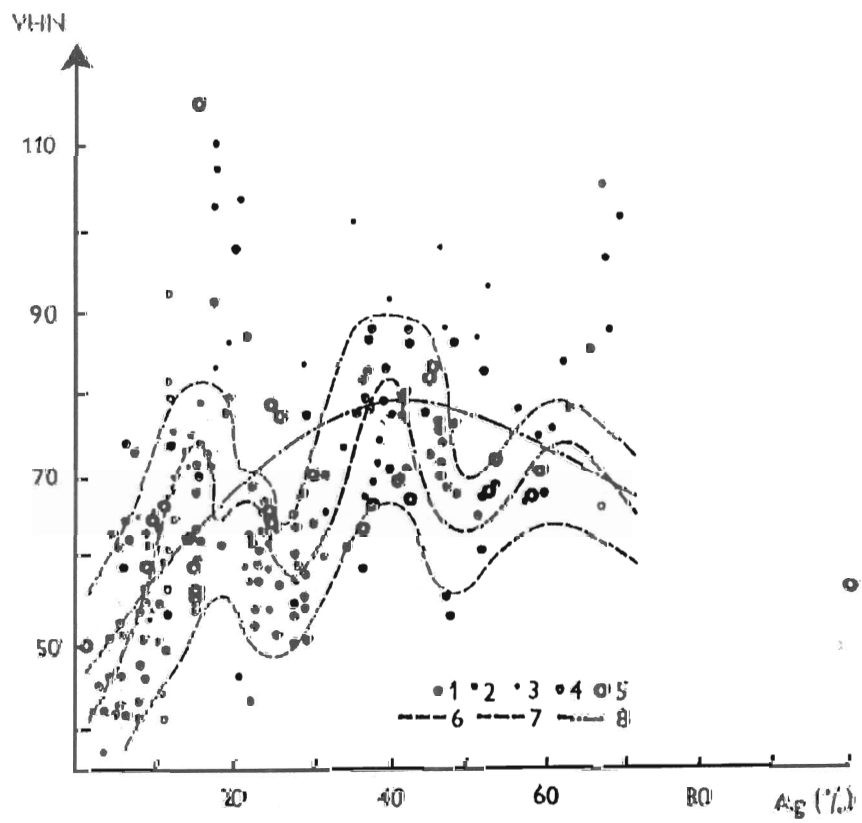

Obr. 4. Disperzné krivky odraznosti zlata, elektra, küstelitu a striebra (1 - 27 - čísla analýz v tab. 1).

Fig. 4. Dispersion curves of the reflectance of gold, electrum, küstelite and silver (1 - 27 - numbers of analyses in Table 1).



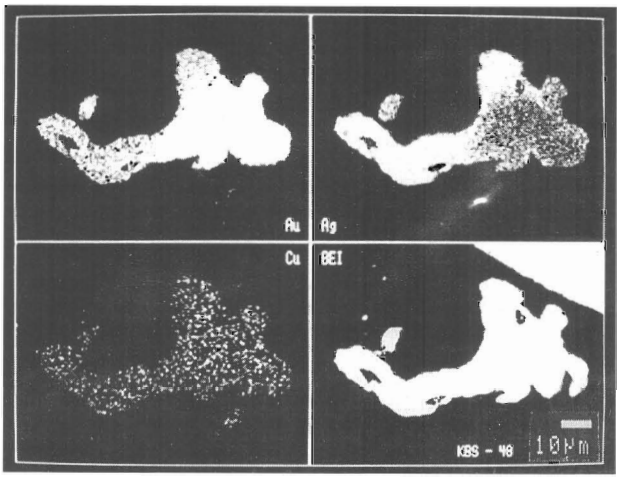

Obr. 5. Disperzia mikrotvrdosti v závislosti na zmenách chemického zloženia Au-Ag.

Fig. 5. Dispersion of microhardness affected by chemical composition of Au-Ag alloy.




Obr. 6. Diagram závislosti mikrotvrdosti a chemického zloženia Au-Ag. 1, 2 - Petrovskaja a Novgorodova, 1975, 3 - Badalova et al., 1968, 4 - Young a Millman, 1964, 5 - autori publikácie, 6 - disperzia rozptylu VHN, 7 - priemerná krivka rozptylu hodnôt VHN, 8 - zmena VHN umelej zliatiny zlata so zmenou jej zloženia podľa Petrovskej a Novgorodovej, 1975.

Fig. 6. Diagram of microhardness and chemical composition of Au-Ag. 1, 2 - Petrovskaja and Novgorodova, 1975, 3 - Badalova et al., 1968, 4 - Young and Millman, 1964, 5 - authors, 6 - dispersion of VHN, 7 - average curve of dispersion of VHN, 8 - change of VHN of artificial gold alloy with change in its composition by Petrovskaya and Novgorodova (1975).




Obr. 7. Zonálna zlatinka z odpadu po flotácii. Banská Štiavnica. Nábrus, BEI (VVÚ ČsUP, Stráž pod Ralskem).

Fig. 7. Zonal gold foil from waste after flotation. Polished section, BEI (VVÚ ČsUP, Stráž pod Ralskem).

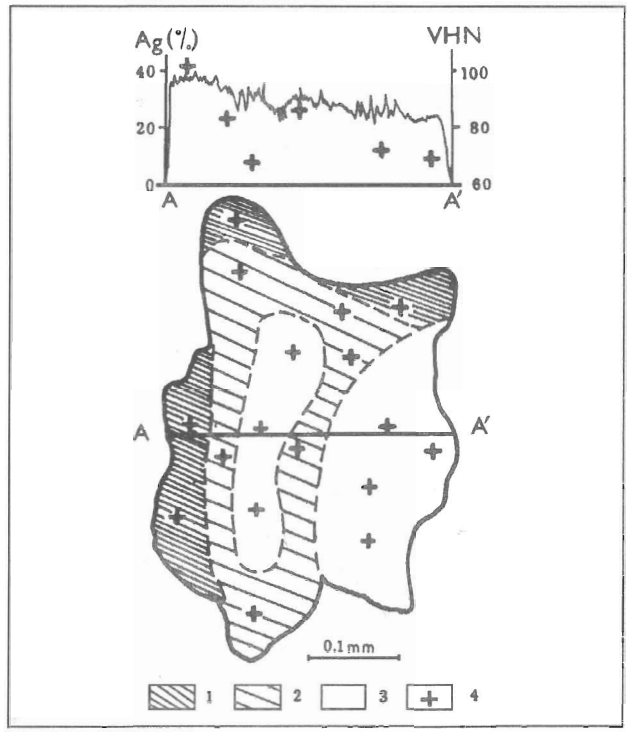
týchto kovov ($Au_3Ag$, AuAg, $AuAg_3$), na čo poukazuje aj postavenie maxím na krivke zloženia - mikrotvrdosť.

*Inhomogenita zlatiniek (zonálnosť).* V odrazenom svetle a na mikrofotografiách BEI sa pozorovala inhomogenita - - zonálnosť niektorých zŕn zlata (obr. 2a, 7). Študovali sme ju na zlatinke vo vzorke KBŠ 318a veľkej 0,5 x 0,31 µm. Ako to dokumentuje obr. 8, potvrdzuje sa nehomogénnosť v obsahu Ag. Skanovým profilovaním sa zistilo kolísanie obsahu Ag v zlatinke od 38,5 do 23,7 hm. %, pričom rozdiel obsahu Ag aj v iných zlatinkách dosahuje 10 až 15 hm. %. Na profile sa merala aj mikrotvrdosť a odraznosť. Do istej miery sa potvrdila závislosť týchto vlastností od zmien chemického zloženia v intenciách už opísaných závislostí.

Pozorovaná osobitná asymetrická zonálnosť sa prejavuje ostrými hranicami zón (obr. 2a), pričom sa zóny podstatnejšie odlišujú obsahom Ag. To celkom nezodpovedá predstavám o prítomnosti štruktúr podobných štruktúram rozpadu pevných roztokov a o úplnej izomorfii Au a Ag v prírodných podmienkach. Predpokladáme, že vznik inhomogenity - zonálnosti takéhoto typu môžu ovplyvňovať jednak procesy rastu (zóny dorastania), ale aj pokryštalizačná difúzia striebra. Nižšiu rýdzosť niektorých zlatiniek, ktorá sa prejavuje v podobe periférnych lemov obohatených o Ag, možno vysvetliť vplyvom relatívneho zvyšovania aktivity Ag na úkor aktivity Au v závere mineralizačného procesu v ložisku Banská Štiavnica, pri ktorom okrem iných sulfidov vznikalo aj striebro, elektrum a viaceré minerály Ag (Jeleň et al., 1992). Podobné závery uvádza Petrovskaja a Loseva (1975) zo systematického štúdia inhomogenity zlata z rozličných geologickoložiskových formácií.

## Záver

Výskum potvrdil, že využitím metód odraznosti a mikrotvrdosti možno identifikovať okrajové (zlato, striebro), ale do značnej miery aj prechodné členy (elektrum, küstelit) izomorfného radu Au - Ag. Možno nimi objasniť aj charakter distribúcie prímesí Ag (Hg, Ni-Sb) v zlate.




Obr. 8. Závislosť zmeny mikrotvrdosti zlata na obsahu Ag v zonálnej zlatinke z odpadu po flotácii. Banská Štiavnica. 1 - VHN > 80; 2 - VHN 70 - 80; 3 - VHN < 70; 4 - miesta merania VHN a R.

Fig. 8. Dependence of gold microhardness on Ag content in zonal gold foil from waste after flotation. Banská Štiavnica 1 - VHN > 80, 2 - VHN 70 - 80, 3 - VHN < 70, 4 - points of measuring VHN and R.

Pri interpretácii najmä zistených hodnôt mikrotvrdosti treba však brať do úvahy polymodálny charakter distribúcie jednotlivých hodnôt, t. j. vplyv objektívnych (zmena chemického zloženia zlatiniek) aj subjektívnych (mechanické vplyvy brúsenia a leštenia) faktorov.

*Poďakovanie.* Výskum umožnil projekt grantovej úlohy č. 129/92. Autori ďakujú dr. Maťovi (GÚ SAV Banská Bystrica) za poskytnutie vzorkového materiálu a dr. Caňovi (GÚDŠ Bratislava) za analytické práce. Zároveň ďakujú oponentom za starostlivé posúdenie textu.

## Literatúra

Badalova, R. P., Nikolajeva, E. P. & Tolkačeva, L. F. 1968: Izučenije mikrotverdosti mineralov rjada zoloto-serebro iz zolotorudnych mestoroždenij Uzbekistana. *In: Fizičeskije svojstva redkometaľnych mineralov i metody ich issledovanija. Moskva, Nedra, 72 - 75.*

Bernštejn, P. S. & Kozak, S. S. 1970: Opredelenije probnosti zolota po pokazateľu otraženija v fioletovoj časti spektra. *Tr. CNIGRI, 87, 247 - 254.*

Bezsmertnaja, M. S., Čvileva, T. N., Agroskin, L. S., Boček, L. I., Lebedeva, L. A. & Loginova, L. A. 1973: Opredelenije rudnych mineralov v polirovannych šlifach po spektram otraženija i tverdosti. *Moskva, Nedra, 220.*

Bowie, S. H. U. & Taylor, K. 1958: A system of ore mineral identification. *Min. Mag., 99, 11 - 12, 265 - 277 a 337 - 345.*

Criddle, A. J. & Stanley, C. J. (Eds.) 1986: The Quantitative Data File for Ore Minerals COM/IMA, second issue. *Natur. Hist. Brit. Museum, 420.*

Criddle, A. J. & Stanley, C. J. (Eds.) 1993: Quantitative Data File for Minerals (third edition). *London, 635.*

Čvileva, T. N., Bezsmertnaja, M. S., Spiridonov, E. M., Agroskin, A. S.,

Papajan, G. V., Vinogradova, R. A., Lebedeva, S. I., Zavjalov, E. N., Filimonova, A. A., Petrov, V. K., Rautijan, L. P. & Svešnikova, O. L. 1988: Spravočnik - opredelitel' rudnych mineralov v otraženном svete. *Moskva, Nedra, 504.*

Fuka, J. & Havelka, B. 1961: Optika a atomová fyzika 1. *Optika. St. pedagog. nakl. Praha, 247.*

Jeleň, S., Háber, M., Kalinaj, M. & Bebej, J. 1992: Poznatky o drahokovovej mineralizácii v štiavnicko-hodrušskom rajóne. *In: Zbor. referátov zo seminára o možnostiach záchrany banskoštiavnického a hodrušského baníctva (Banský Studenec, 18. - 19.2.1992, 81 - 90).*

Kašpar, P. 1988: Rudní mikroskopie. *Academia (Praha), 225.*

Kosiak, E. A. & Jeľcova, V. I. 1975: Optičeskij metod opredelenija probnosti zolota. *In: Analitičeskije metody izučenija veščestvennogo sostava porod i rud pri geochemičeskich issledovanijach. Alma Ata, 45 - 48.*

Lebedeva, S. I. 1963: Opredelenije mikrotverdosti mineralov. *Izd. AN SSSR (Moskva), 123.*

Lebedeva, S. I. 1977: Mikrotverdosť mineralov. *Moskva, Nedra, 118.*

Matkovskij, O. I., Jasinskaja, A. A. & Makarov, V. A. 1972: Nekotoryje tipomorfnyje osobennosti samorodnogo zolota (po dannym elektronnoj mikroskopii i izmerenij tverdosti). *Mineral. Sbor. (Lvov), 26, 3, 38 - 51.*

Maťo, Ľ. & Maťová, V. 1993: Zlatá mineralizácia strižných zón pri Uderinej, jz. časť veporického kryštalinika, stredné Slovensko. *Mineralia slov., 25, 327 - 340.*

Maťo, Ľ. & Maťová, V. 1994: Mineralizácia v okolí Ozdína, výskyt zlata s obsahom Sb-Ni v tmavých bridliciach, jz. časť veporického kryštalinika, stredné Slovensko. *Mineralia slov., 26, 30 - 37.*

Nakhla, F. M. 1956: The hardness of metallic minerals in polished sections. *Econ. Geol. (Lancaster), 51, 8, 811 - 827.*

Nakhla, F. M. 1975: Reflectivity of metals and their crystal structure. *Chem. d. Erde, 34, 175 - 180.*

Narsejev, V. A. 1969: Zonaľnosť raspredelenija zolota različnoj probnosti na nekotorych mestoroždenijach Kazachstana. *In: Geologija i geochimija mestoroždenij blagodarnych metallov Kazachstana. Alma Ata, ONTI, KazIMS, 85 - 93.*

Petrovskaja, N. V. 1973: Samorodnoje zoloto. *Moskva, Nauka.*

Petrovskaja, N. V., Ljutcau, V. G., Frolova, K. E., Laputina, I. P. & Vasiljeva, G. V. 1971: Neodnorodnosť samorodnogo zolota. *In: Voprosy odnorodnosti i neodnorodnosti mineralov. Moskva, Nauka, 44 - 62.*

Petrovskaja, N. V. & Novgorodova, M. I. 1975: Mikrotverdosť kak pokazateľ osobennostej raspredelenija i form nachoždenija serebra v samorodnom zolote. *In: Izomorfizm v mineralach. Moskva, Nauka, 48 - 61.*

Petrovkaja, N. V. & Loseva, T. I. 1975: Rentgenospektraľnoje issledovanije raspredelenija serebra v endogennych vydelenijach samorodnogo zolota. *In: Izomorfizm v mineralach. Moskva, Nauka, 34 - 48.*

Ščerbačev, D. K., Petrov, V. K., Bryzgalov, I. A., Dubakina, L. S. & Agroskin, L. S. 1981: K issledovaniju optičeskich svojstv zolotoserebrjanych splavov. *In: Diagnostika i diagnostičeskije svojstva mineralov. Moskva, Nauka, 175 - 180.*

Uytenbogaardt, W. & Burke, E. A. J. 1971: Tables for microscopic identification of ore minerals. *Elsevier (Amsterdam - London - N. Y.), 430.*

Young, B. & Millman, A. 1964: Microhardness and deformation characteristics of ore minerals. *Bull. Inst. Min. Metallurgy (London), 73, 437 - 466.*

## Physical-optical properties of Au-Ag alloys

Mineralogical investigation of the deposits of Banská Štiavnica, Hodruša and some of newer Au occurrences (Uderiná, Ozdín) in the Western Carpathians (Slovak republic) has brougth a set of 27 samples of gold and silver and also Au-Ag-Hg and Au-Sb-Ni samples for the study of their characteristic physical and optical properties - microhardness, reflectance, colour and zonality of gold.

There were investigated samples from vein filling, impregnations in the rocks and products of ore dressing (Fig. 1 and 2).

The results of the analyses of the examined samples are presented in Table 1.

Visual observations of Au-Ag minerals in the microscope were quantified. The measured R values were the basis for calculation of chromaticity coordinates x and y, brightness Y in %, dominant wavelength of spectral colour $\lambda_d$ in nm and colour purity $P_e$ in % (Table 2). The chromaticity diagram in Fig. 3 shows that the points of chromaticity coordinates of individual samples lie close to straight a line, the wavelength of the dominant spectral colour is hardly changing (575 nm). Its purity $P_e$ is only changing so it is possible to determine roughly the purity of the examined gold. The change of the dominant wavelength from 573 to 582 nm corresponds to the change of light colour at the same purity, i. e. from yellow with gold (samples 1 and 2), through greenish-yellow with Hg-gold (samples 6 and 7) to pink-orange with Ni-Sb gold (sample 10).

Reflectance values (R) are given in Tables 2 and 3. The examined intermetallic minerals show typically high reflectance. Their dispersion reflectance curves are presented in Table 4.

The spectra of gold reflectance have anomalous steep dispersion in the visible area. Gold of high purity (>90 % Au, samples 1 and 2) is characteristic for slightly increased R on the boundary with UV area. Almost in the whole visible part of the spectrum, especially in the green part (about 480 - 500 nm), reflectance strongly increases and in the red part R values change only slightly.

Dispersion curve of silver (sample 27) in the visible area of the spectrum is slightly increasing, but the absolute R value is highest. Howerwer, this is decreasing with increasing content of isomorphic Au (küstelite in sample 23).

The spectrum of electrum reflectance (gold with Ag, sample 4, 11, 16, 20) is similar to that of gold and takes a transient position between the curves of silver and gold.

Dispersion curve of Sb-gold enriched with Ni is similar to that of gold, however, R values in the most of the spectrum are 10 or more per cent lower.

Microhardness. Mean values (Σ VHN/n) are presented in Table 3. The diagram in Fig. 5 shows that with increasing Ag content in gold from 0 to about 30 wt % mean value VHN is increasing almost linearly. Electrum and küstelite have the highest VHN. Silver microhardness is low. VHN of „mercury" electrum is lower than that of electrum of the same purity without Hg and falls within 53 - 59. As opposed to that, microhardness of Sb-gold with Ni is considerably higher - 118.

It was proved that besides inhomogenity in the displacement of Ag, and/or other trace elements in gold (Sb, Bi, Cu, Ni, Te, Hg), there are other factors affecting microhardness, e. g. grain size, deformation and recrystallization of gold, block and mosaic substructure of gold, plasticity, porosity as well as mechanic effects of grinding and polishing.

The study suggests a multimodal distribution of individual values of gold microhardness (Fig. 6). This may prove possible structural arrangement of Au-Ag mixtures and also it corresponds with the assumption on the existence of intermetalic mixtures of these metals ($Au_3Ag$, AuAg, $AuAg_3$) which is pointed out by maximum positions on the curve of composition- microhardness (Petrovskaya and Novgorodova, 1975).

Inhomogenity - zonality of some gold grains (Fig. 2a, 7) was observed in reflected light, in microphotos BEI. It was on a gold foil in sample KEŠ 318a sized 0.5 x 31 μm (Fig. 8). Dependence of reflectance and microhardness on chemical composition was confirmed.

The observed special assymmetric zonality is manifested through sharp boundaries of the zones (Fig. 2a) and the zones are different in Ag content. Its origin is supposed to be influenced by growth (growth zones) as well as post- crystallization diffusion af silver. Lower purity of peripheral hems of parts of some gold foils is explained to be caused by a rather increased Ag activity at the expense of Au activity in the end of mineralization process on the deposit with the rise of silver, electrum and Ag minerals (Jeleň et al., 1992).

*Mineralia Slovaca, 27 (1995), 37 - 44*

# Provenance of detrital tourmaline in the Lower Jurassic of the Malé Karpaty Mts.

ROMAN AUBRECHT[1] and JOZEF KRIŠTÍN[2]

[1]Department of Geology and Paleontology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Mlynská dolina - G, 842 15 Bratislava, Slovakia
[2]Central Lab. for X-ray microanalysis and Electron Microscopy, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovakia

*(Doručené 18.5.1994, revidovaná verzia doručená 16.6.1994)*

**Abstract**

Clastic tourmaline grains from the Lower Jurassic clastic admixture of the Borinka, Kuchyňa, Kadlubek and Orešany Units (Tatricum) in Malé Karpaty Mts. were analysed. The purpose was to clarify their source rock since the tourmaline is very scarce in recently outcropped crystalline basement of Malé Karpaty Mts. The analyses proved the metamorphogenous origin of the majority of tourmaline; tourmaline grains of granitoid origin were found only in the Lower Jurassic of the Kadlubek Unit deposited on the elevation (the erosion reached the granitoid basement), and in the Lower Triassic quartzites (Lúžna Formation). The most probable source of the rest of tourmaline are the low-grade metamorphosed rocks (sericitic phyllites) preserved only as clasts in some formations of Borinka Unit.

**Key words:** tourmaline, heavy minerals, Lower Jurassic, Malé Karpaty Mts., Western Carpathians

## Introduction

Analysing the heavy mineral assemblages in the Lower Jurassic of Borinka Unit (which can be probably correlated with Penninicum) and Tatric units (they can be correlated with Lower Austroalpine) of Malé Karpaty Mts. (Aubrecht, in press) a high percentage of tourmaline was found which is in contradiction with the contents in recently outcropped crystalline basement where it is very scarce (Mišík, 1955; Veselský, 1972; Veselský and Kovalská, 1981). The contradiction was explained by the presence of tourmaline bearing low-grade metamorphites, mainly sericitic phyllites, in the top of the crystalline complexes being continually removed by the erosion during Mesozoic (Aubrecht, l. c.). To testify this theory more than 80 microprobe analyses of the detrital tourmaline were carried out. The results have been plotted into ternary diagrams introduced by Henry and Guidotti (1985) based on the Al, Fe, Mg and Ca substitutions in tourmaline depending on the chemical composition of the wall-rock.

## Examined samples

Five samples from the Borinka Unit were examined. Their list together with the samples from Kuchyňa and Kadlubek Units is comprised in Aubrecht (l. c.). As the possible primary or secondary sources the tourmalines of following samples have been analysed:

1. Devín - southernmost part of castle hill - chloritic phyllite (the sample rendered by Doc. RNDr. J. Veselský, CSc. - see Veselský and Kovalská, 1981).

2. Marianka - large quarry E of the village near one of the last preserved outcrops of the Marianka Formation - sericitic quartzites and metagreywackes.

3. Braunsberg - Hundsheimerberge, Austria - Lower Triassic quartzite (Lúžna Formation, Semmering quartzite).

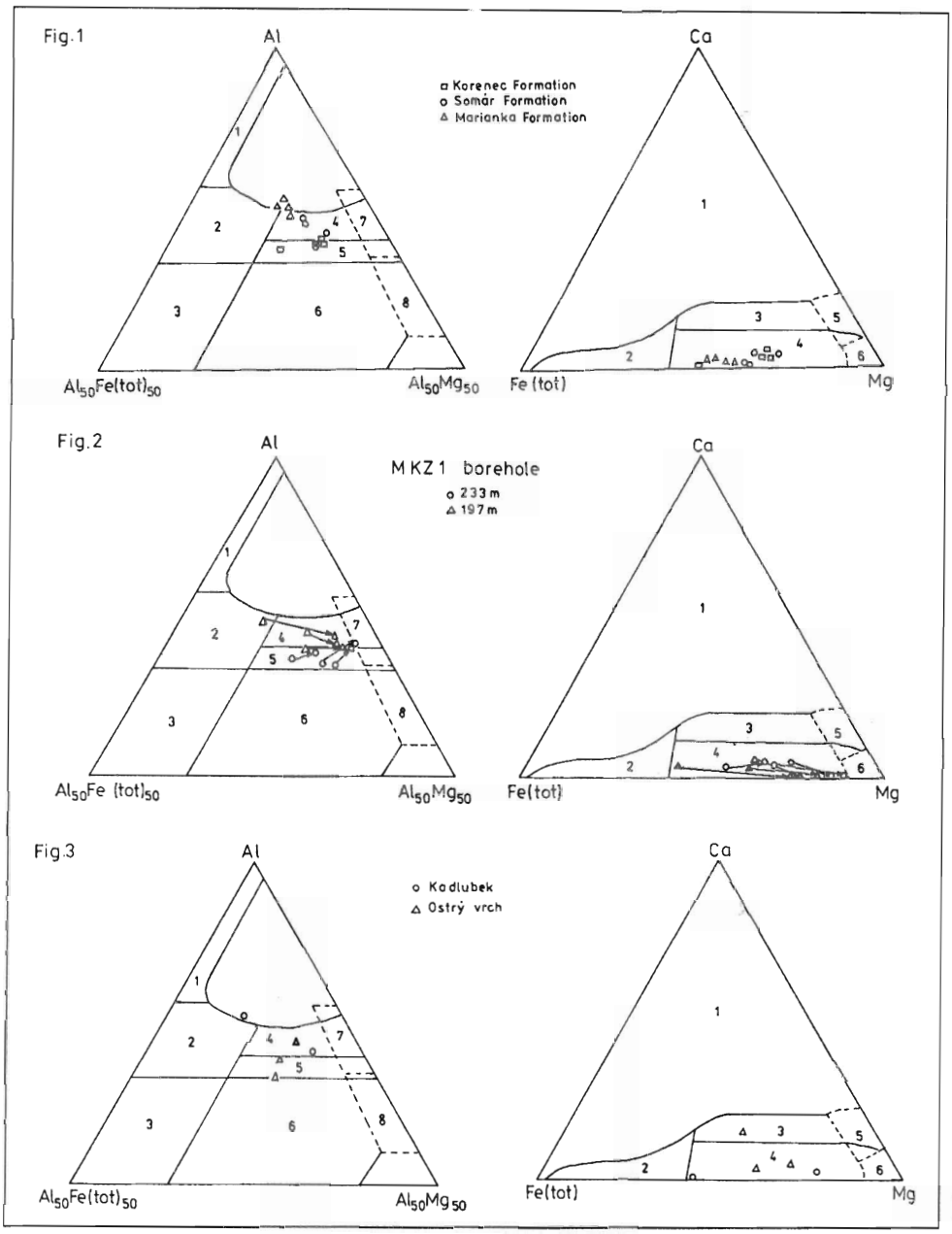
4. Trattenbach - near Weinweg, Austria, Lower Austroalpine - pebble of tourmalinic rock in Semmering Quartzite identical with those mentioned by Mišík and Jablonský (1978) from the Lower Triassic quartzites (Lúžna Formation) in the Malé Karpaty Mts.

The tourmaline from the granitoids of the Malé Karpaty Mts. has not been analysed for its very scarce occurrence (absent or locally under 1% - see Mišík, 1955; Veselský, 1972).

## Analytical techniques

The chemical composition of tourmaline samples was carried out by an electron microanalyser JXA 840 A, with wavelength dispersive spectrometers of JEOL - KEVEX system. For quantitative analyses the computer program SESAM and ZAF corrections were used. In each analysed sample corresponding proceedings of point analyses and the dimension of electron beam 2 μm were used. The analysed points were in the center and on the rims of the sample. In some samples two main phases were identified. The bright phase in the core and in the rims was analysed as well as the dark phase. The surface of the separate samples was documented by backscattered electrons with magnification 50 and 1000x. The results of analyses ascertain some more homogeneity in the bright, vitreous parts than in the dark ones. The quantitative analyses were carried out under conditions of 15 kV and 18 nA of the electron beam. The following standards were used: Si, Al (kyanite), Ca (wollastonite), Fe, Mg (olivine), Ti (rutile), K (adularite), Na (albite). The accuracy of the measurements was + 1,5 relative %.

Boron amounts were calculated assumed 3 boron atoms




Obr. 1 - 6. Ternárne diagramy zobrazujúce molekulárne pomery prvkov Al, Fe, Mg a Ca v skúmaných vzorkách (podľa Henry a Guidotti, 1985). Diagram Al-Fe(tot)-Mg: 1 - granitoidné pegmatity a aplity bohaté na Li, 2 - granitoidy a s nimi spojené pegmatity a aplity chudobné na Li, 3 - kremenno-turmalinické horniny (hydrotermálne alterované granity) bohaté na $Fe^{3+}$, 4 - metapsamity a metapelity koexistujúce s fázou nasýtenia Al, 5 - metapsamity a metapelity nekoexistujúce s fázou nasýtenia Al, 6 - kremenno-turmalinické horniny bohaté na $Fe^{3+}$, vápenato-silikátové horniny a metapelity, 7 - nízkovápenaté metaultramafity a sedimenty bohaté na Cr a V, 8 - metakarbonáty a metapyroxenity. Diagram Ca-Fe(tot)-Mg: 1 - granitoidné pegmatity a aplity bohaté na Li, 2 - granitoidy a s nimi spojené pegmatity a aplity chudobné na Li, 3 - metapelity a metapsamity bohaté na Ca a vápenato-silikátové horniny, 4 - metapelity, metapsamity a kremenno-turmalinické horniny chudobné na Ca, 5 - metakarbonáty, 6 - metaultramafity.

in structural formula. Since the $H_2O$ contents were not estimated by the microprobe, the structural formula was calculated on the basis of 29 oxygens.

## Results

### *Borinka Unit*

Korenec Formation - 4 unzoned grains were analysed. All of them lay in the field No.5 in the Al-Fe(tot)-Mg diagram and in the field No.4 of the Ca-Fe(tot)-Mg diagram indicating the origin from Al- and Ca- poor metapelites and metapsammites (Fig. 1, Tab. 1).

Somár Formation - 4 unzoned grains were analysed. Three of them are in the field No. 4, one in the field No. 5 in the Al-Fe(tot)-Mg diagram and all of them are in the field No.4 in Ca-Fe(tot)-Mg diagram. That indicates their origin from the Ca-poor and Al-indifferent metapelites and metapsammites (Fig. 1, Tab. 1).

Marianka Formation - 4 unzoned grains were analysed. Their Al values in the Al-Fe(tot)-Mg diagram are very high. Two of them can be considered as belonging to the field No. 4 but the rest occurs in the undefined field (reflecting the gap of miscibility between dravite and elbaite) above the border of the fields 2 and 4 (some analyses of Henry and Guidotti, 1985 occur also in this field but the maximum Al- contents are not given). In spite of this the Ca-Fe(tot)-Mg diagram shows clearly the origin from the Ca-poor metapelites and metapsammites (Fig. 1, Tab. 1).

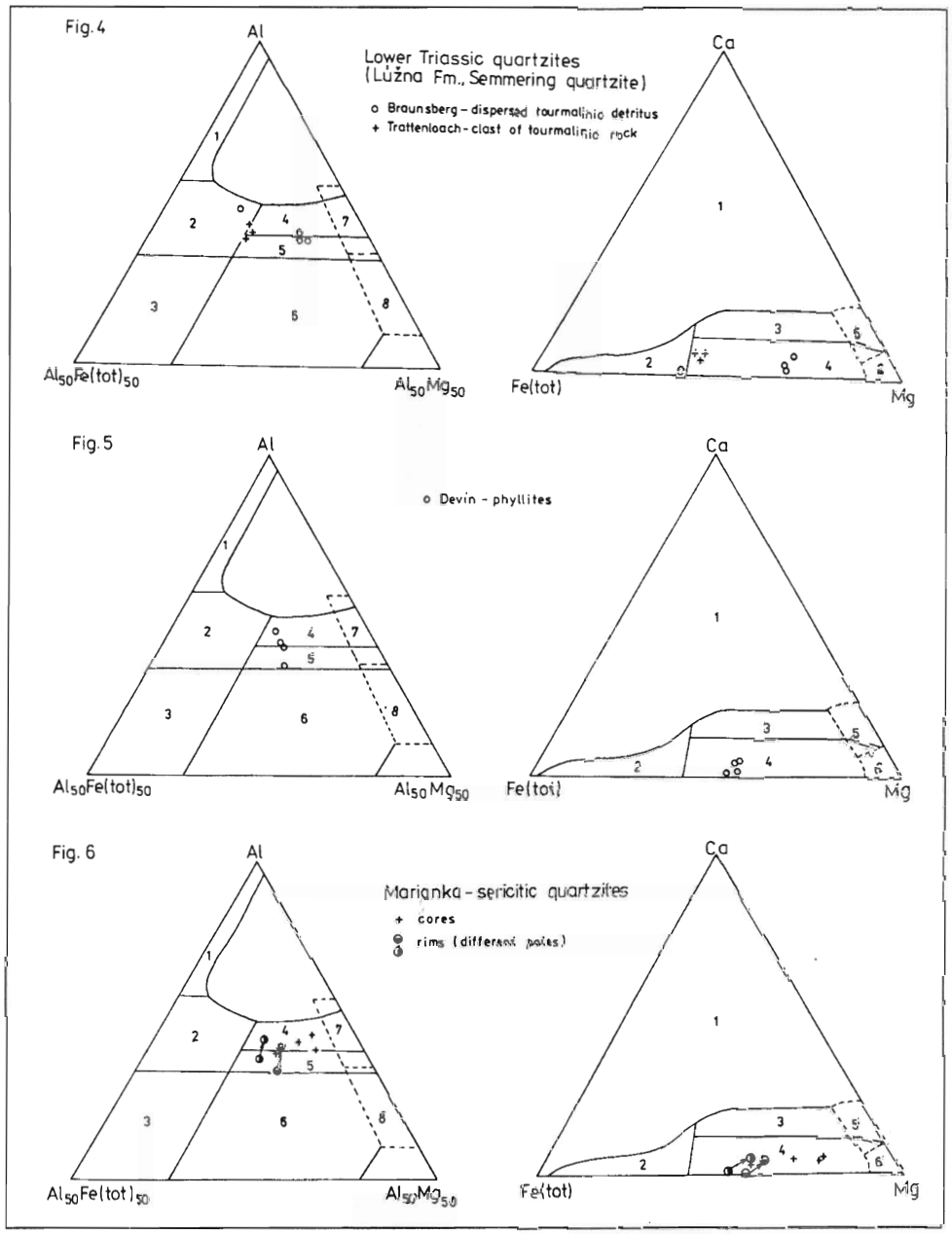



Fig. 1 - 6. Ternary diagrams exhibiting Al, Fe, Mg an Ca molecular proportions of the examined samples. Al-Fe(tot)-Mg diagram: 1 - Li-rich granitoid pegmatites and aplites, 2 - Li-poor granitoids and their associated pegmatites and aplites, 3 - $Fe^{3+}$-rich quartz-tourmaline rocks (hydrothermally alterated granites), 4 - metapelites and metapsammites coexisting with an Al-saturating phase, 5 - metapelites and metapsammites not coexisting with an Al-saturating phase, 6 - $Fe^{3+}$-rich quartz-tourmaline rocks, calc-silicate rocks and metapelites, 7 - Low-Ca metaultramafics and Cr, V-rich metasediments, 8 - metacarbonates and metapyroxenites. Ca-Fe(tot)-Mg diagram: 1 - Li-rich granitoid pegmatites and aplites, 2 - Li-poor granitoids and associated pegmatites and aplites, 3 - Ca-rich metapelites, metapsammites and calc-silicate rocks, 4 - Ca-poor metapelites, metapsammites and quartz-tourmaline rock, 5 - metacarbonates, 6 - metaultramafics.

MKZ1 borehole - 197 m - the examined formation seems to be transitional one between Marianka and Korenec Formations (black shales with numerous sandy intercalations) - 3 rimed grains were analysed. The cores represent the detrital tourmaline grains on which the metamorphic rims developed later, during the metamorphosis. The majority of cores are of metamorphogenous origin but one came probably from granitoids as indicated by the Al-Fe(tot)-Mg diagram. The rims are concentrated in the field No.4 representing the metamorphites coexisting with Al-saturating phase. In the Ca-Fe(tot)-Mg diagram all the analyses fell into the field of Ca-poor metapelites and metapsammites (Fig. 2, Tab. 2).

MKZ1 borehole - 233 m - 3 discontinuously zoned grains were examined. All the cores come from Al- and Ca-poor metasediments (see diagrams). Two of the rims are concentrated in the field close to the rims in the previous sample which indicates the same source. The third one differs mainly by its Fe-contents (Fig. 2, Tab. 2).

*Other Tatric units*

Kudryňa Unit - Ostrý vrch locality - 3 unzoned grains were analysed. They occur in the fields No. 4, 5 and 6 of the Al-Fe(tot)-Mg diagram and in the fields No. 3 and 4 of the Ca-Fe(tot)-Mg diagram. That indicates the origin of the whole scale of the metasediments together with quartz-tourmalinic rocks (Fig. 3., Tab. 2).

Kadlubek Unit - Kadlubek Hill locality - 2 unzoned grains were analysed. One coming probably from the Li-

Tab. 1 - 3
Representative analytical results of the detrital tourmalinic grains in the examined samples
Reprezentatívne analytické výsledky zo zŕn klastického turmalínu v skúmaných vzorkách

| | Somár Fm. | | Korenec Fm. | | | | Marianka Fm. | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Grain No | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| Part | | | | | | | | | |
| $B_2O_3$ | 10,4651 | 10,41379 | 10,61396 | 10,317 | 10,763511 | 10,6369 | 10,506 | 10,8573271 | 10,94025 |
| $SiO_2$ | 36,54 | 35,97 | 36,54 | 35,98 | 36,99 | 37,15 | 35,46 | 36,69 | 36,59 |
| $Al_2O_3$ | 32,21 | 30,99 | 31,89 | 30,77 | 32,48 | 31,47 | 33,82 | 35,94 | 37,9 |
| $TiO_2$ | 0,68 | 0,52 | 0,72 | 0,19 | 0,93 | 0,82 | 0,63 | 0,82 | 0,14 |
| FeO | 6,42 | 6,9 | 6,32 | 9,93 | 6 | 5,93 | 7,26 | 7,22 | 5,99 |
| MgO | 6,11 | 7,18 | 7,41 | 5,43 | 7,5 | 7,55 | 5,35 | 4,69 | 4,98 |
| CaO | 0,03 | 0,73 | 0,56 | 0,18 | 0,89 | 0,44 | 0,21 | 0,28 | 0,12 |
| $Na_2O$ | 2,03 | 2,1 | 2,22 | 2,27 | 1,83 | 2,16 | 2,24 | 1,61 | 1,29 |
| Sum | 94,4851 | 94,80379 | 96,27396 | 95,067 | 97,383511 | 96,1569 | 95,476 | 98,1073271 | 97,95025 |
| Structural formulas | | | | | | | | | |
| B | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 |
| Si | 6,078147 | 6,012814 | 5,992905 | 6,07091 | 5,9824149 | 6,0798 | 5,87556 | 5,88262216 | 5,82212 |
| Al-T | 0 | 0 | 0,007095 | 0 | 0,0175851 | 0 | 0,12444 | 0,11737784 | 0,17788 |
| Al-Z | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 |
| Al-Y | 0,310674 | 0,101565 | 0,153259 | 0,115084 | 0,169564 | 0,0661 | 0,47589 | 0,66971318 | 0,925095 |
| Ti | 0,084984 | 0,065308 | 0,088721 | 0,024086 | 0,1130056 | 0,10083 | 0,07843 | 0,09877836 | 0,016737 |
| Fe | 0,891851 | 0,963254 | 0,865646 | 1,399253 | 0,8103973 | 0,81047 | 1,00462 | 0,96675177 | 0,795976 |
| Mg | 1,513668 | 1,78751 | 1,80998 | 1,364518 | 1,8065095 | 1,8402 | 1,32023 | 1,11990933 | 1,180144 |
| Y-total | 2,801177 | 2,917637 | 2,917606 | 2,902942 | 2,8994763 | 2,81759 | 2,87917 | 2,85515264 | 2,917951 |
| Ca | 0,005342 | 0,130638 | 0,098326 | 0,032514 | 0,1540966 | 0,07709 | 0,03725 | 0,04806092 | 0,020441 |
| Na | 0,658469 | 0,684531 | 0,71 | 0,746887 | 0,5771384 | 0,68932 | 0,72376 | 0,50336826 | 0,400263 |
| X-total | 0,663811 | 0,81517 | 0,808326 | 0,779402 | 0,731235 | 0,76641 | 0,76101 | 0,55142919 | 0,420704 |

Tab.2

| | MKZ1-197 m | | | MKZ1 - 233 m | | | | Ostrý vrch |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Grain No | 10 | 11 | | 12 | | 13 | | 14 |
| Part | | core | rim | core | rim | core | rim | |
| $B_2O_3$ | 10,47778 | 10,30151 | 10,98804 | 10,70383 | 10,574888 | 10,3139 | 10,3509 | 10,424687 |
| $SiO_2$ | 35,25 | 33,55 | 36,83 | 36,25 | 35,97 | 34,96 | 34,78 | 35 |
| $Al_2O_3$ | 33,11 | 34,21 | 35,72 | 31,81 | 32,98 | 30,95 | 31,67 | 32,97 |
| $TiO_2$ | 0,8 | 0,97 | 0,58 | 0,76 | 0,08 | 0,57 | 0,7 | 0,95 |
| FeO | 6,13 | 9,59 | 5,58 | 5,17 | 2,79 | 8,71 | 6,29 | 5,17 |
| MgO | 6,65 | 4,14 | 6,99 | 9,15 | 9,45 | 6,52 | 7,58 | 7,04 |
| CaO | 0,78 | 0,5 | 0,28 | 0,89 | 0,06 | 0,56 | 0,74 | 0,67 |
| $Na_2O$ | 1,63 | 1,48 | 1,88 | 2,16 | 2,3 | 2,37 | 2,02 | 1,75 |
| Sum | 94,82778 | 94,74151 | 98,84804 | 96,89383 | 94,204888 | 94,9539 | 94,1309 | 93,974687 |
| Structural formulas | | | | | | | | |
| B | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 |
| Si | 5,856473 | 5,669408 | 5,834823 | 5,895421 | 5,9212148 | 5,90057 | 5,84919 | 5,84455146 |
| Al-T | 0,143527 | 0,330592 | 0,165177 | 0,093304 | 0,0787852 | 0,09943 | 0,15081 | 0,15544854 |
| Al-Z | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 |
| Al-Y | 0,335631 | 0,478366 | 0,500123 | 0 | 0,3156677 | 0,05327 | 0,1225 | 0,32917021 |
| Ti | 0,09986 | 0,123152 | 0,069036 | 0,092864 | 0,0098943 | 0,07228 | 0,08845 | 0,1191877 |
| Fe | 0,850535 | 1,353376 | 0,738269 | 0,702186 | 0,3835563 | 1,22771 | 0,88343 | 0,72098831 |
| Mg | 1,645453 | 1,041915 | 1,649263 | 2,216229 | 2,3168023 | 1,63892 | 1,89855 | 1,75082435 |
| Y-total | 2,931479 | 2,996809 | 2,956692 | 3,011279 | 3,0259206 | 2,99218 | 2,99293 | 2,92017057 |
| Ca | 0,138734 | 0,090454 | 0,047489 | 0,154956 | 0,0105738 | 0,10119 | 0,13323 | 0,11977572 |
| Na | 0,528082 | 0,48769 | 0,580792 | 0,685011 | 0,7383035 | 0,78002 | 0,66245 | 0,56984652 |
| X-total | 0,666816 | 0,578143 | 0,628281 | 0,839966 | 0,7488773 | 0,88121 | 0,79568 | 0,68962224 |

Tab.3

| | Kadlubek | | Braunsberg | | Trattenbach | Marianka-seric. quartzite | | | Devín | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Grain No. | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | | | 21 | 22 | 23 |
| Part | | | | | | core | rim1- | rim1+ | | | |
| $B_2O_3$ | 10,53066 | 10,7498 | 10,39308 | 10,44519 | 10,313640771 | 10,6322 | 10,3425 | 10,67968458 | 10,41249 | 10,45521 | 10,48326 |
| $SiO_2$ | 36,11 | 35,73 | 35,99 | 36,59 | 35,25 | 36,45 | 35,13 | 37,44 | 36,32 | 36,15 | 35,47 |
| $Al_2O_3$ | 34,79 | 33,81 | 32,87 | 31,17 | 31,98 | 32,47 | 29,77 | 31,68 | 31,14 | 31,48 | 30,61 |
| $TiO_2$ | 0,25 | 0,63 | 0,69 | 0,82 | 0,39 | 0,49 | 0,98 | 0,33 | 0,45 | 0,65 | 1,16 |
| FeO | 8,71 | 4,49 | 9,67 | 5,65 | 9,75 | 8,02 | 8,95 | 9,51 | 8,32 | 8,29 | 9,2 |
| MgO | 3,68 | 8,56 | 3,66 | 7,06 | 4,6 | 6,53 | 7,3 | 5,92 | 6,01 | 5,75 | 6,76 |
| CaO | 0,04 | 0,38 | 0,22 | 0,51 | 0,72 | 0,7 | 1,09 | 0,05 | 0,18 | 0,62 | 0,86 |
| $Na_2O$ | 1,57 | 2,52 | 1,64 | 1,99 | 2,04 | 1,69 | 1,95 | 2,41 | 2,38 | 2,36 | 2,36 |
| Sum | 95,68066 | 96,8698 | 95,13308 | 94,23519 | 95,043640771 | 96,9822 | 95,5125 | 98,01968458 | 95,21249 | 95,75521 | 96,90326 |
| Structural formulas | | | | | | | | | | | |
| B | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 |
| Si | 5,969226 | 5,786005 | 6,028146 | 6,098068 | 5,9496755847 | 5,96786 | 5,91288 | 6,102721892 | 6,072077 | 6,018965 | 5,889941 |
| Al-T | 0,030774 | 0,213995 | 0 | 0 | 0,0503244153 | 0,03214 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Al-Z | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 5,90176 | 6 | 6 | 6 | 5,986809 |
| Al-Y | 0,742946 | 0,234722 | 0,484611 | 0,118557 | 0,3073016709 | 0,22948 | 0 | 0,082124 | 0,131862 | 0,173487 | 0 |
| Ti | 0,03105 | 0,07665 | 0,086831 | 0,102676 | 0,0494565108 | 0,06028 | 0,12393 | 0,040413492 | 0,056523 | 0,081311 | 0,144721 |
| Fe | 1,202439 | 0,607221 | 1,352642 | 0,786381 | 1,3743372481 | 1,09661 | 1,25805 | 1,294561816 | 1,161634 | 1,152717 | 1,275828 |
| Mg | 0,905994 | 2,064459 | 0,912998 | 1,752352 | 1,1563219572 | 1,59229 | 1,82991 | 1,437130552 | 1,496417 | 1,425831 | 1,671796 |
| Y-total | 2,882429 | 2,983052 | 2,837082 | 2,759966 | 2,8874173869 | 2,97864 | 3,21189 | 2,85422986 | 2,846437 | 2,833347 | 3,092345 |
| Ca | 0,007079 | 0,065878 | 0,039449 | 0,090994 | 0,1301000594 | 0,1227 | 0,19641 | 0,008725063 | 0,032216 | 0,110514 | 0,152883 |
| Na | 0,506089 | 0,795762 | 0,535652 | 0,646725 | 0,6714304685 | 0,53957 | 0,64002 | 0,766022445 | 0,775899 | 0,766235 | 0,764185 |
| X-total | 0,513168 | 0,86164 | 0,575101 | 0,737719 | 0,8015305279 | 0,66226 | 0,83643 | 0,774747508 | 0,808115 | 0,876749 | 0,917068 |

The general formula of tourmaline is: $XY_3Z_6(BO_3)_3SiO_6O_{18}(OH)_4$, where Z is usually Al, which can occur also in Y site or in T site (substitution for Si). The most common substituents in Y site are Ti, Fe, Mn, Mg and Al; X site is occupied mostly by Ca, K and Na. B and OH- are indeterminable by a microprobe, can be estimated indirectly (after Henry and Guidotti, 1985).

Všeobecný vzorec turmalínu je: $XY_3Z_6(BO_3)_3SiO_6O_{18}(OH)_4$, kde Z býva zvyčajne Al, ktoré sa môže vyskytovať aj v pozícii Y alebo T (nahrádzanie Si). Obvyklé prvky v pozícii Y sú: Ti, Fe, Mn, Mg a Al; pozícia X býva obsadená najmä prvkami: Ca, K a Na. B a OH- ktoré sú na mikrosonde neurčiteľné sa dajú nepriamo vypočítať (podľa Henry a Guidotti, 1985).

poor granitoids (similar to the recently outcropping Hercynian granitoids of the Malé Karpaty Mts.), the second one came from the Al-rich - Ca-poor metasediments (Fig. 3, Tab. 3).

*Lower Triassic quartzites (Lúžna Formation, Semmering quartzite) - secondary possible source*

Braunsberg Hill (Austria) - geological continuation of the Malé Karpaty Mts. - 4 unzoned grains were examined. Three of them are concentrated in the fields reserved for the metasediments; one grain came from the Li-poor granitoids (Fig. 4, Tab. 3).

Weinweg near Trattenbach (Austria) - 3 unzoned grains were analysed from the clast of tourmalinic rock from the Semmering Quartzite (Lower Triassic, part of Lower Austroalpine, Eastern Alps). The element ratios are concentrated in the fields of the metasediments but they occur nearby the field of the Li-poor granitoids (Fig. 4, Tab. 3). The granitoid source cannot be fully excluded since the location of the boundaries is only approximate.

*Primary possible sources*

Devín - castle hill - 4 unzoned tourmaline grains were examined from the chloritic phyllites. The ternary diagrams display almost stable proportions of the Fe, Mg and Ca, but the strong variations in Al contents are evident. Therefore in Al-Fe(tot)-Mg diagram the element ratios occur in the fields No. 4, 5 and 6 (Fig. 5, Tab. 3).

Marianka - large quarry - 2 bizonal and 2 simply zoned grains were analysed from the sericitic quartzites (metagreywackes to metaarcoses). Mutual relations of the zones fit well in all the grains though the zones are not always completely developed. The first rims reflect an increasing content of Fe, the second phase caused the increasing Al and Ca contents (notice the reversal core-rim relations if compared with the samples from MKZ1 borehole). The differences in the chemical composition of the opposite poles of tourmaline grains described by Henry and Dutrow (1992) are evident also in this sample (two parallel, mutually shifted arrows in Fig. 6). The clastic cores were originally also of metamorphogenous origin (Fig. 6, Tab. 3).

*The tourmaline occurrences in the pre-Jurassic complexes of the Western Carpathians*

Hercynian granitoids are relatively poor in the tourmaline content. Mišík (1955), Veselský (1972), Veselský and Gbelský (1978) found less than 1 % in all samples from the granitoids of Malé Karpaty Mts. The

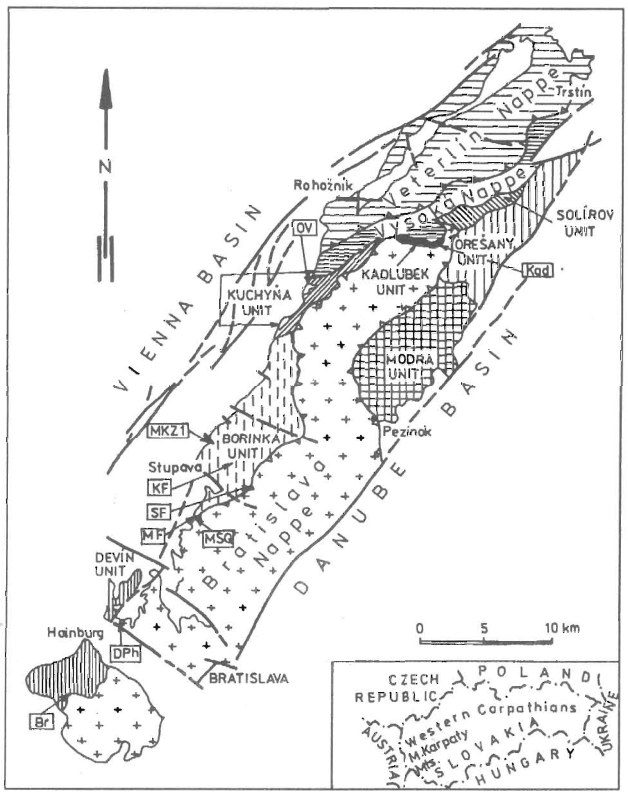



Fig. 7. Schematic map showing the sampling sites, KF - Korenec Formation, SF - Somár Formation, MF - Marianka Formation, MKZ1 - MKZ1 borehole, Br - Braunsberg Hill, DPh - Devín - castle hill - phyllites, MSQ - Marianka - sericitic quartzites (large quarry).

Obr. 7. Schematická mapka znázorňujúca miesta odberu vzoriek. KF - súvrstvie Korenca, SF - súvrstvie Somára, MF - mariatálske súvrstvie (bridlice), MKZ1 - vrt MKZ1, Br - Braunsberg, DPh - Devín - hradný vrch - fylity, MSQ - Marianka - sericitické kvarcity (veľký lom).

same introduced Hovorka and Hvožďara (1965) from 8 samples of the Veporic granitoids. They mentioned the tourmaline occurrences mainly in the mylonite zones. Hvožďara and Határ (1978) found no tourmaline in the examined samples from the Veporic granites. Hovorka (1968) mentioned only two occurrences of tourmaline (both under 1%) from 6 samples of Malá Magura, Malá Fatra and Tríbeč Mts. Only one tourmaline occurrence was found by Miko and Határ (1976) in 6 examined samples from the Žiar Mts.

More frequent, but still in small amounts, are the tourmalines in the pegmatites of these granitoids. They were referred from Nízke Tatry Mts. by Turan (1961) and Valach (1954), from Žiar Mts. (Valach, 1954), from Malé Karpaty Mts. (Valach, 1954a) and from Malá Fatra Mts. (Ivanov and Kamenický, 1957). Pawlica (1914 - in Hovorka, 1972) brought two results of the chemical analyses of tourmaline grains from pegmatites from Vysoké Tatry Mts.

Late Hercynian to post-Hercynian granitoids (in Gemericum) are rich in tourmaline. Ončáková (1954) examined the granitoids from the localities Betliar, Hnilec, Súľová, Zlatá Idka, Poproč, Medzev, Železník and Turčok. She referred about tourmaline forming the considerable part of the heavy fraction in all the granites except the last two localities. Tourmaline reaches up to 97 % of heavy fraction (Gubač, 1977) and is not accessoric but rock-forming mineral. Gubač (l. c.) also introduced a chemical analysis of the tourmaline. The Al, Fe, Mg, Ca proportions place it to the field of Li-poor granitoid rocks. Gubač (l. c.) stated that the Li - content in the Gemerid granites is slightly increased if compared with average values in the granitoids, but it is not expressed in forming Li - minerals e.g. lepidolite or zinnwaldite. The tourmalinization in the granitoids was so strong, that also tourmalinites have been formed. J. Kamenický and L. Kamenický, 1955 mentioned the tourmaline occurring mainly in pneumatolitic most acid parts and within the contact with the surrounding rocks.

However, these granitoids play no role as the possible source of the clastic material in the Central Western Carpathians since the Gemeric area is supposed to belong to the different paleogeographical province in the Lower Jurassic. Tourmalines coming from these sources can be expected in the clastic admixture of the Silica and Meliata Units.

Metamorphosed rocks in the Western Carpathians have varying tourmaline contents sometimes depending on the grade of metamorphosis. The results of Broska and Janák (1985) can be taken as an example. They examined the profile in the Malé Karpaty Mts. crossing the main metamorphic zones. The tourmaline content decreases from 2,1 - 5,5 g/t in the chlorite and biotite-garnet zones to 0 - 0,5 g/t in the staurolite zone. On the other hand Veselský and Kovalská (1981) showed no relations between the grade of metamorphosis and the tourmaline content. However, the maximum content has been ascertained in the low-grade metamorphosed phyllites at Devín-castle (analyses also in this paper - chapter 4,4). Hovorka (in Bernard et al., 1981) mentioned a tourmaline occurrence connected with the quartz lenses in the mica-schists of Považský Inovec Mts. Hvožďara (1980), based on the heavy mineral contents in the recent stream sediments, considered the tourmaline as one of the very frequent heavy minerals in the Tatric and Veporic crystalline complexes.

In Veporicum already Zoubek (1928) mentioned some tourmaline occurrences in the retrogradely metamorphosed mica-schists while the absence of the tourmaline in the granites and gneisses was evident. He regarded the tourmaline as a product of diaphtoresis. Bouška et al. (1973) described in detail, together with chemical analyses, an occurrence of uvite from the talc deposit near Hnúšťa. Later Miko and Hovorka (1978) described the occurrences of tourmalinites and quartz-tourmalinic rocks in the relatively low-grade metamorphosed volcanoclastics from Jánov grúň crystalline complex.

In regards to the Gemericum, Gubač (1977) considered the tourmaline and apatite as the most frequent accessoric minerals in the phyllites of Gelnica and Rakovec groups which form the main part of Gemericum. The strong tourmaline influx, which can also have a regional

significance in this area, came from the hydrothermal mineralization. These tourmalines differ from the metamorphogenous ones mainly by its bigger size.

Permian sediments and volcanites were not examined in detail with regard to their tourmaline contents. From the work of Vozárová and Vozár (1988) results, that the tourmaline is one of the most frequent heavy minerals in these formations throughout the Western Carpathians. It occurs in form of clastic admixture or it was originated directly in the Permian complex. Vozárová (1966) mentioned the clasts of tourmalinites in the Permian of the Ľubietová zone in Veporicum. They came probably from the later discovered rocks in Jánov grúň complex mentioned above (Miko and Hovorka, 1978). Pták (1956) described strong tourmalinization that took place in the Permian metaarcoses in the zone between Gemericum and Veporicum. Its lack in the surrounding orthogneisses is noteworthy; the occurrences found in these rocks were always related to the hydrothermal activity.

Triassic complexes in the Western Carpathians are relatively poor in the silicate minerals. Tourmaline can be found in the siliciclastic formations i.e. Lúžna Formation (Mišík and Jablonský, 1978), Carpathian Keuper facies (Al-Juboury, 1992) and in the Lunz Beds (Michalík et al., 1992) as their detrital component, or as an authigenous admixture in the Triassic gypsum and anhydrite deposits (Mišík, 1962). Tourmalines of the first mentioned formation were examined in chapter 4.3. However, the Lower Triassic quartzites contain predominantly zircon which is not reflected in the zircon/tourmaline ratios in the Lower Jurassic. Also the zircon grains of the specific oval shape rounded by aeolian processes, frequent in the Lower Triassic, are missing in the Lower Jurassic (Aubrecht, in press). Carpathian Keuper absents in the many places in the Tatricum due to the erosion during the Lower Jurassic. However the recently known heavy mineral proportions from this formation (Al-Juboury, l. c.) show mainly the predominance of zircon and lack of apatite. In the Lunz Beds the tourmaline is only the fourth one in the heavy mineral contents after apatite, zircon and garnet (Michalík et al., 1992; Behrens, 1972). Thus the complete resedimentation of the tourmaline in the Lower Jurassic sediments from the mentioned formations is improbable.

## Conclusions

1. The majority of the tourmaline in the Lower Jurassic sediments of the Malé Karpaty Tatric Units was evidently derived from the low-grade metamorphosed rocks. An absence of the garnet in the heavy mineral assemblages of the Lower Jurassic excludes the higher grades of metamorphism in the source rocks. The explanation of the lack of garnet by the intrastratal dissolution is improbable since its absence is evident in all the Tatric units of the Western Carpathians. In the Lower Jurassic of the Pienidic units (Klippen Belt), for instance, the garnet occurs in huge amounts. The absence or presence of the garnet indicates the different heavy mineral provinces.

2. The source of tourmaline was most probably formed by the sericitic phyllites occurring frequently in the detrital admixture of the Somár Formation as indicated already by Aubrecht (in press). These were continually eroded untill the higher-grade metamorphites were denuded. Garnet appears in the vicinity of Malé Karpaty Mts. much later, in the Paleogene sediments (Salaj and Priechodská, 1987).

3. Primary source of tourmaline was not discovered yet. The samples taken as a possible source-rocks are not suitable though they also contain metamorphogenous tourmaline. Phyllites from Devín contain predominantly garnet, which absents in the Lower Jurassic. The sericitic quartzites near Marianka belong to the group of the most probable sources, but they contain polyphase metamorphic zonation almost reverse to that one found in the MKZ1 borehole samples. The granites were primarily excluded to be the main source for the expressive lack of tourmaline. However the presence of the tourmaline coming from the granitoids in the Kadlubek Unit such as in the Lower Triassic quartzites suggests some possible from this source (if not resedimented from the older formations).

The comparison with some analyses of tourmaline from the Köszeg-Rechnitz Penninic tectonic window (Demény, 1988) indicates a similar chemical composition also with the reverse zonation to those found in the MKZ1 borehole. Borinka Unit is also considered to be a part of the South Penninic zone (Plašienka et al., 1991).

*Acknowledgements.* The authors are gratefull to RNDr. P. Uher, CSc. (Slovak Academy of Sciences) for usefull consultations. Many thanks belong also to doc. RNDr. J. Veselský, CSc. for rendering of some samples. The financial support was provided by GGC grant of Ministry of Education and Science of Slovak Republic.

## References

Al-Juboury, A. I. 1992: Sedimentary - petrographic research of Upper Triassic (Keuper) rocks in the West Carpathians of Czecho-Slovakia. (Ph. D. dissertation, unpublished). *Manuscript - Faculty of Nat. Sci. Univ. Com. Bratislava, 122.*

Aubrecht, R. 1994: Heavy mineral analyses from „Tatric" units of the Malé Karpaty Mts. (Slovakia) and their consequence for the mesozoic paleogeography and tectonics. *Mitt. Österr. geol. Gesell. (in press).*

Behrens, M. 1972: Schwermineralverteilungen und Sedimentstrukturen in den Lunzer Schichten (Karn, Trias, Österreich). *Jb. Geol., B.-A. (Wien), 116, 51 - 83.*

Bernard, J. H. et al. 1981: Mineralogy of Czechoslovakia. *Academia (Praha), 1 - 645 (in Czech).*

Bouška, V., Povondra, P. & Lisý, E. 1973: Uvite from Hnúšťa, Czechoslovakia. *Acta Univ. Carolinae (Praha), 3, 163-170 (in Czech with English summary).*

Broska, I. & Janák, M. 1985: Accessory minerals of metapelites and their relation to metamorphism in area of Záhorská Bystrica (Malé Karpaty Mts.). *In: Veselský, J., Beňka, J. and Gbelský, J. (red.): Akcesorické minerály. GÚDŠ Bratislava, 101 - 106 (in Slovak with English summary).*

Demény, A. 1988: Determination of ancient erosion by zircon morphology and investigations on zoned tourmaline in Köszeg-Rechnitz window (Western Hungary). *Acta mineral. petrogr. (Szeged), 29, 13 - 26.*

Gubač, J. 1977: Wallrock alterations in deposits of Spišsko-Gemerské Rudohorie Mountains. *Západ. Karpaty, Sér. Miner., Petrogr., Geochém., Metalogen., 4, 1 - 279 (in Slovak with English summary).*

Henry, D. J. & Dutrow, B. 1992: Tourmaline in low grade clastic metasedimentary rock: an example of the petrogenetic potential of tourmaline. *Contrib. Mineral. Petrology. (Berlin - New York), 112, 203 - 218.*

Henry, D. J. & Guidotti, Ch. W. 1985: Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Amer. Mineralogist, 70, 1 - 15.*

Hovorka, D. 1968: Akzessorische Minerale einiger Granitoid-Typen der Gebirge Malá Magura, Malá Fatra und Tríbeč. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 13, 165 - 189 (in Slovak with German summary).*

Hovorka, D. 1972: Katalog chemischer Analysen eruptiver und metamorpher Gesteine des Kristallins, Paläozoikums der Westkarpaten der Slowakei und deren Minerale. *Náuka o Zemi, Sér. geol., 6, 1 - 218 (in Slovak and German).*

Hovorka, D. & Hvožďara, P. 1965: Die akzessorischen Minerale der Veporiden Granitoide - I. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 9, 145 - 179 (in Slovak with German summary).*

Hvožďara, P. 1980: Prospektions-Minerale des tatroveporiden Kristallins. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 35, 5 - 43 (in Slovak with German summary).*

Hvožďara, P. & Határ, J. 1978: Akzessorische Minerale einiger magmatischer und metamorphisierter Gesteine der Veporiden. *Acta geol. geogr. Univ. Com., Geol., 33, 113 - 128 (in Slovak with German summary).*

Ivanov, M. & Kamenický, L. 1957: Bemerkungen zur Geologie und Petrographie des Kristallinikums des Gebirges Malá Fatra. *Geol. Práce, Zoš., 45, 187 - 212 (in Slovak with German summary).*

Kamenický, J. & Kamenický, L. 1955: Gemeride Granite und ihr Verhältnis zu der Vererzung im Zips-Gömörer Erzgebirge. *Geol. Práce, Zoš., 3 - 73 (in Slovak with German summary).*

Michalík, J. et al. 1992: Structural borehole Dobrá voda DV-1 (1 140.8 m) (Dobrá voda - Konča Skaliek) in the Brezovské Karpaty Mts. *Region. Geol. Západ. Karpát, 27, 1 - 139 (in Slovak).*

Miko, O. & Határ, J. 1976: The crystalline complexes of the Žiar Mountains: new data on structure; accessory minerals. *Mineralia slov., 8, 4, 335 - 354 (in Slovak with English abstract).*

Miko, O. & Hovorka, D. 1978: Quartz - tourmalinic rocks of the Veporide crystalline complex in the Nízke Tatry Mts. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochém., Metalogen., 5, 7 - 28 (in Slovak with English summary).*

Mišík, M. 1955: Die akzessorischen Minerale der Kleinkarpatischen Granitmassive. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 6, 3 - 4, 161 - 176 (in Slovak with German summary).*

Mišík, M. 1962: Contribution á l'étude de la lithologie des roches anhydrito-gypseuses des Karpates Occidentales. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 13, 1, 149 - 160 (in Slovak with French summary).*

Mišík, M. & Jablonský, J. 1978: Untertriassische Quartzite und Konglomerate der Kleinen Karpaten (Geröllanalyse, Transportrichtungen, Genese). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 33, 5 - 36 (in Slovak with German summary).*

Ončáková, P. 1954: Petrographie und Petrochemie der Gemeriden Granite. *Geol. Práce, Zoš., 39, 3 - 53 (in Slovak with German summary).*

Plašienka, D., Michalík, J., Kováč, M., Gross, P. & Putiš, M. 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts.- an overview. *Geol. Carpath., 42, 4, 195 - 208.*

Pták, J. 1956: Einige Bemerkungen zu den Verrucano-Arkosen zwischen Kluknava und Margecany (Čierna Hora - Kamm) im Zusammenhang mit der Turmalinisierungsfrage. *Geol. Práce, Spr., 5, 143 - 152 (in Slovak with German summary).*

Salaj, J. & Priechodská, Z. 1987: Comparison of the Gosau type of Senonian and Paleogene between the Myjavská pahorkatina Highlands and the Northern Limestone Alps. *Mineralia slov., 19, 6, 499 - 521 (in Slovak with English abstract).*

Turan, J. 1961: Vererzung am Berge Trangoška und einige Erzvorkommen im Tal Bystrá und Mlyná am Südhang der Niederen Tatra. *Geol. Práce, Zpr., 23, 85 - 114 (in Slovak with German summary).*

Valach, J. 1954: Preliminary report about the research on some pegmatites of Slovak cristalline complexes. *Geol. Práce, Zpr., 1, 25 - 32 (in Slovak).*

Valach, J. 1954a: Die Granitpegmatite der Kleinen Karpaten. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 5, 1 - 4, 26 - 38 (in Slovak with German summary).*

Veselský, J. 1972: Akzessorische Minerale granitoider Gesteine der Kleinen Karpaten. *Geol. Carpath., 23, 1, 115 - 131.*

Veselský, J. & Gbelský, J. 1978: Ergebnisse des Studiums akzessorischer Minerale in Granitoiden und Pegmatiten der Kleinen Karpaten. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 33, 91 - 111 (in Slovak with German summary).*

Veselský, J. & Kovalská, V. 1981: Accessory minerals of schistose crystalline rocks of Malé Karpaty Mts. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 37, 121 - 135 (in Slovak with English summary).*

Vozárová, A. 1966: On the found of tourmalinic rock pebbles in the Permian of Ľubietová. *Geol. Práce, Zpr., 40, 165 - 167 (in Slovak).*

Vozárová, A. & Vozár, J. 1980: Late Paleozoic in West Carpathians. *GÚDŠ, Bratislava, 1 - 314.*

Zoubek, V. 1928: Etudes géologiques dans les montagnes du Vepor en Slovaquie. *Věst. St. Geol. Úst. ČSR (Praha), 4, 4 - 5, 152 - 165 (in Czech and French).*

## Pôvod klastického turmalínu v liasových sedimentoch Malých Karpát

Analýzou spoločenstiev ťažkých minerálov v jure rôznych jednotiek tatrika Malých Karpát, ale aj iných jadrových pohorí sa zistilo bohaté zastúpenie turmalínu. Podľa doterajších údajov je turmalín v podložnom kryštaliniku pomerne vzácny a v kryštaliniku centrálnych Západných Karpát vzácny vôbec, a preto sa vynorila otázka pôvodu klastického turmalínu v skúmaných asociáciách. Na jej vyriešenie sa použili mikrosondové analýzy a ich výsledky sa interpretovali pomocou diferenčných diagramov práce Henryho a Guidottiho (1985). Analyzoval sa turmalín z piatich vzoriek z borinskej jednotky a po jednej vzorke z kuchynskej jednotky a jednotky Kadlubka. Ako porovnávací materiál možného klastického zdroja sa analyzoval turmalín z fylitov z devínskeho hradného vrchu, zo sericitického kremenca a metaarkóz v Mariánke (mariánske súvrstvie), zo spodnotriasového kremenca na Braunsbergu (Rakúsko, pokračovanie Malých Karpát) a z exotického klastu turmalinickej horniny z analogického kremenca od Trattenbachu (Rakúsko, Unterostalpin). Vo vzorkách z jurských sedimentov takmer všetky analyzované zrná spadajú do poľa metamorfovaných hornín. Jediné zrno spadajúce do poľa granitoidov bolo identifikované v jednotke Kadlubka (zrno z vrtu MKZ1, 197 m, má neskorší metamorfný lem). Uvedené fakty poukazujú na to, že väčšia časť turmalínu bola pravdepodobne derivovaná z kryštalinika budovaného metamorfitmi. Pre veľmi malé zastúpenie granátu vo vzorkách predpokladáme nižší stupeň metamorfózy. Chýbanie granátu sa potvrdilo vo všetkých doteraz skúmaných jurských sedimentoch tatrika Západných Karpát, čo dokazuje, že ho pravdepodobne neodstránilo len intrastratálne rozpúšťanie a že ide o samostatnú provinciu ťažkých minerálov, odlišnú napríklad od pienidných jednotiek Západných Karpát.

Zo skúmaného porovnávacieho materiálu ako možný zdroj turmalínu plne nevyhovuje ani jedna vzorka.

1. Turmalín z fylitov z devínskej hradnej skaly je homogénny a chemicky spadá do poľa metamorfitov. Ale dominantný obsah granátu vo fylitoch (Veselský a Kovalská, 1981) je v protiklade s obsahom granátu v jurských sedimentoch.

2. V sericitických kremencoch a metaarkózach od Mariánky sa vyskytuje turmalín s viacnásobnou zonálnosťou, aká sa nezaznamenala pri detritickom turmalíne. Navyše metamorfný lem zistený na turmalíne vo vrte MKZ1 sa vyznačujú úplne opačným trendom chemizmu.

3. Turmalín zo spodnotriasového kremenca (lúžňanské súvrstvie) bol derivovaný z metamorfitov aj z granitu. Skúmaný exotický klast turmalinickej horniny spadá na hranicu polí metamorfitu a granitu (v rámci prekryvu chemizmov). Pravdepodobne bol derivovaný z kontaktnometasomaticky premenenej aureoly granitu.

Pôvod väčšiny detritického turmalínu v jurských vzorkách treba pravdepodobne hľadať v nízkometamorfovaných horninách charakteru sericiticko-chloritických fylitov, ktoré už vo väčšine malokarpatského kryštalinika odstránila erózia, ale zachovali sa napríklad ako klasty v spodnejších častiach brekcií Somára (lom pri Medených Hámroch).

*Mineralia Slovaca, 27 (1995), 45 - 56*

# Výskyt toxických prvkov v oblasti Banskej Štiavnice

JOZEF FORGÁČ[1], VLADIMÍR STREŠKO[2] a LADISLAV ŠKVARKA

[1]Katedra geochémie PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Geologický ústav PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

*(Doručené 5.5.1994)*

**Occurrence of toxic elements in the Banská Štiavnica area (Central Slovakia)**

In the surrounding of Banská Štiavnica and in the alluvial plain of Štiavnický potok brook, which had been influenced during centuries by intensive mining activities, the contrencations of As, Ag, Cd, Cu, Cr, Fe, Hg, Li, Mn, Pb and Zn were found in various sampling media (soils, stream sediments, water of wells, springs and reservoirs). The obtained results show that the soil and stream sediments are polluted by As, Cd, Pb, Cu, Zn and Ag. Weathering of old mine heaps and redeposited rock fragments, which are often rich in sulphides, led to the remobilisation of some metals to water. In this respect the content of Cd, Fe and Mn in water of some wells, springs and reservoirs may cross tresholds values for drinking water. Such concentrations may adversely effect the living organisms.

## Úvod

Štiavnické vrchy sú budované vulkanickými horninami. Vulkanická činnosť prebiehala v miocéne až kvartéri a počas nej vznikla široká škála hornín, ako sú andezity, ryolity, bazalty, diority a granodiority. Vulkanickú činnosť sprevádzala i mohutná hydrotermálna činnosť s tvorbou Au-Ag a Pb-Zn zrudnenia. Rudné minerály sa v ekonomicky významných koncentráciách akumulovali do rudných štruktúr vo forme žíl a časť sa rozptýlila do širokého okolia v podobe impregnácií. Hydrotermálna činnosť okrem tvorby rudných žíl spôsobila rozsiahle hydrotermálne premeny hornín s rozptýlenou rudnou mineralizáciou s rozdielnou koncentráciou prvkov. Premeny spôsobené chloritizáciou, adularizáciou, pyritizáciou a i., sa prejavili na veľkej ploche a vo veľkom priestore. V Štiavnických vrchoch vystupujú takto premenené horniny na povrch na ploche cca 150 km$^2$ (Forgáč, 1987).

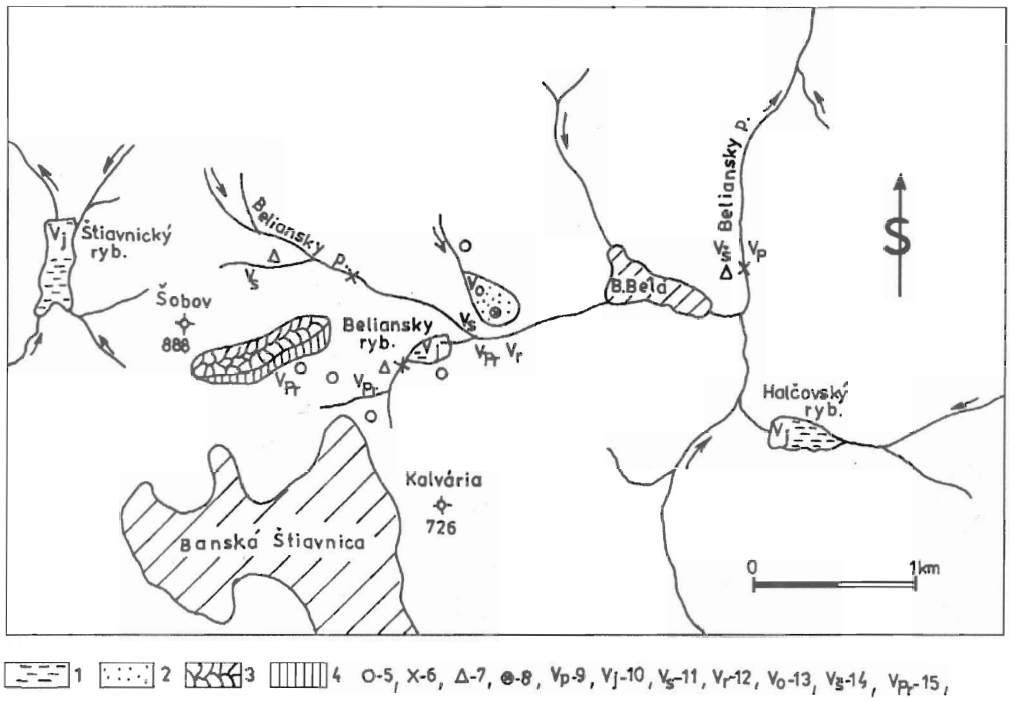
Banícka činnosť sa v Štiavnických vrchoch začala pred niekoľkými storočiami. Písomné doklady o tom sa zachovali z 12. stor. a intenzívna ťažba bola v 16. až 19. stor. Počas baníckej činnosti bolo vyrazených niekoľko tisíc metrov podzemných chodieb a na povrch sa dopravili milióny m$^3$ hlušiny. Perkolácia vody v mechanicky rozrušených horninách urýchľovala geochemické procesy. Ak horniny obsahovali impregnácie sulfidov, nastávalo sírnokyslé zvetrávanie. Na uplatnenie sa hypergénnych premien v hlbších častiach banských diel v Banskej Štiavnici poukázal Forgáč (1967). Sírnokyslé zvetrávanie podrobnejšie opísali Čurlík a Forgáč (1983) z vulkanického komplexu Vtáčnika a poukázali aj na jeho hĺbkový dosah. Intenzívne prejavy tohto procesu sa zistili do hĺbky 500 - 600 m a v drvených zónach až do hĺbky vyše 1000 m. Vznikom argilitizácie hornín pôsobením kyslých descendenčných roztokov vo vulkanickom komplexe Štiavnických vrchov v oblasti Dekýša sa zaoberal Čurlík a Forgáč (1991). Výsledkom pôsobenia kyslých roztokov ($H_2SO_4$) je geochemická a mineralogická zonálnosť.

Zo širšej oblasti Banskej Štiavnice je o kontaminácii pôdy, vody a dnových sedimentov potokov toxickými prvkami pomerne málo konkrétnych geochemických údajov. Zvýšenú koncentráciu Pb, Zn, Cu v pôde a v rastlinách z oblasti na J od Banskej Štiavnice zistil Holub a Banásová (1985). Na J od Šobova negatívny vplyv acidifikovanej pôdy na rastlinstvo sledoval Holub, Banásová a Križáni (1991). Títo autori uvádzajú, že sledovaná pôda je slabokyslá až kyslá (pH 5,2 až 3,6) a kontamináciu pôdy dávajú do súvislosti s povrchovou ťažbou šobovského kremenca a s impregnáciou pyritu. V haldovom materiáli sa tvoria kyslé roztoky ($H_2SO_4$). Pri zvetrávaní hornín sa okrem chemických procesov pôsobením baktérií uplatňujú aj biochemické procesy. Križáni, Jeleň a Háber (1994) zistili prítomnosť tiónových baktérií, ktoré spôsobujú rozklad sulfidov, a Bacilus cirkulans, ktorý vyvoláva rozklad silikátov.

V tejto práci sa zameriavame na kontamináciu pôdy, vody a sedimentov v uvedenej oblasti. Získali sme nové poznatky, ktoré poukazujú na odlišné zdroje kontaminácie sledovanými toxickými prvkami.

## Zameranie práce

Údaje o koncentrácii, akumulácii a distribúcii ťažkých kovov v pôde, vode a v sedimentoch z oblasti Banskej Štiavnice možno pokladať za nedostatočné. Vzhľadom na predpokladaný a v niektorých prípadoch aj dokázaný vyšší obsah ťažkých kovov a ich možnú vysokú toxicitu vznikla požiadavka na podrobnejší výskum tejto oblasti. Prvým predpokladom je zistenie obsahu sledovaných prvkov a ďalší výskum by mal identifikovať zdroje znečistenia a navrhnúť spôsoby na jeho zníženie.




Obr. 1. Schéma lokalizácie študovaných vzoriek na SV od Banskej Štiavnice. 1 - jazerá, 2 - odkalisko rudných baní z flotačnej úpravne, 3 - kameňolom šobovského kremenca, 4 - halda kameňolomu šobovského kremenca, 5 - 15 - lokalizácia vzoriek, 5 - pôdy, 6 - dnový sediment potoka, 7 - sediment z ústia štôlne, 8 - sediment z odkaliska rudných baní, 9 - voda z potoka, 10 - voda z rybníka, 11 - voda zo studne, 12 - voda z rezervoára, 13 - voda z odkaliska, 14 - voda zo štôlne, 15 - voda z prameňa.

Fig. 1. Schematic presentation of sampling sites NE from Banská Štiavnica. 1 - ponds, 2 - mine ores setting pit of flotation ore reworking, 3 - stone pit in the Šobov quartzites, 4 - Šobov quartzites pit heap, 5 - soils, 6 - stream sediments, 7 - mud from the mouth of mine adit, 8 - setting pit mud, 9 - stream water, 10 - pond water, 11 - well water, 12 - water from water reservoir, 13 - water from setting pit, 14 - water from the mouth of mine adits, 15 - spring water.

Pre veľkú rozlohu Štiavnických vrchov sme prácu orientovali na oblasť na SV od Banskej Štiavnice a na J smerom na Štiavnický potok. Zamerali sme sa na súčasný stav koncentrácie ťažkých kovov v pôde, v dnových sedimentoch potokov, v kaloch a vo vodách. Sledovali sme As, Ag, Cd, Co, Cu, Fe, Hg, Li, Mn, Pb a Zn. Lokality odberu vzoriek sú na obr. 1 a 2.

Cieľom tejto práce nie je komplexne opísať procesy vedúce ku kontaminácii, ale stručne poukázať na súčasný výskyt ťažkých kovov, ich akumuláciu, na stupeň ako aj zdroje a pôvod kontaminácie. Stupeň kontaminácie pôdy, dnových sedimentov a kalov toxickými prvkami spracúvame v zmysle smerníc Ministerstva pôdohospodárstva Slovenskej republiky číslo 531/1994-540 o najvyšších prípustných hodnotách škodlivých látok v pôde. Intenzitu kontaminácie členíme podľa obsahu toxických prvkov do troch skupín, a to A, B a C.

A je referenčná hodnota a znamená, že pôda nie je kontaminovaná, ak je koncentrácia prvku pod touto hodnotou (predstavuje fónovú hodnotu).

B je indikačná hodnota znamenajúca, že sa kontaminácia pôdy analyticky zistila. V takom prípade sa vyžaduje ďalšie štúdium a kontrola miesta znečistenia. Veľkosť a rozloha koncentrácie daného prvku môže negatívne vplývať na ľudské zdravie alebo na iné zložky životného prostredia.

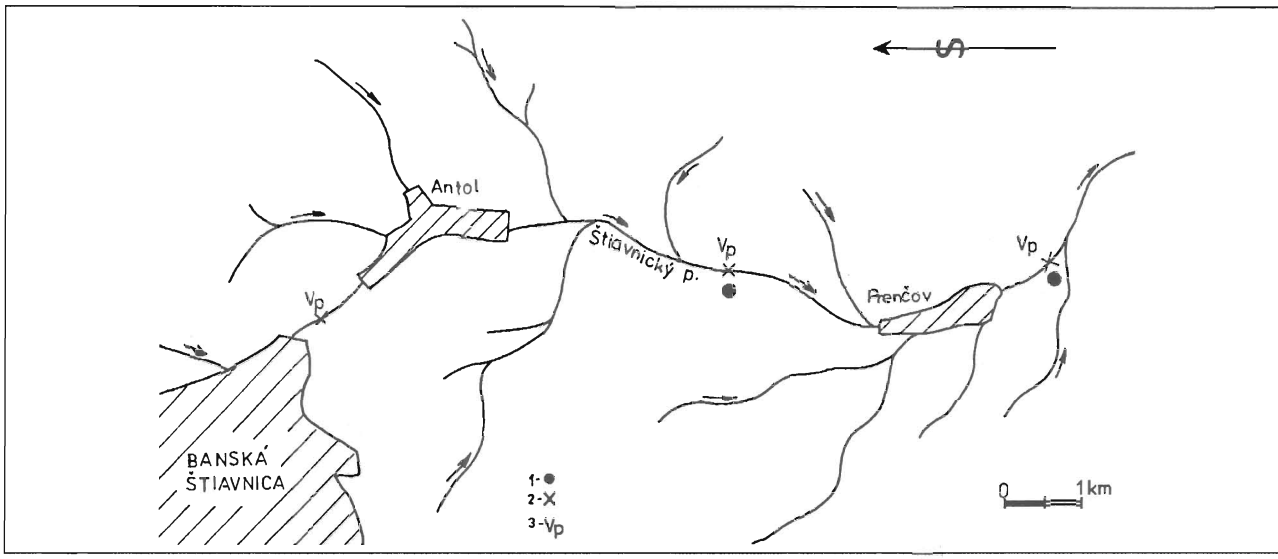
C je indikačná hodnota asanácie a znamená, že ak ju koncentrácia prvku dosahuje, je nevyhnutné okamžite definitívne analyticky zmapovať rozsah poškodenia príslušného miesta a rozhodnúť o spôsobe nápravy. Ak je hodnota koncentrácie prvkov v rozsahu skupiny B a C, treba postupovať podobne.

Stupne kontaminácie sú rozčlenené podľa koncentrácie sledovaných prvkov a vyznačené horizontálnymi priamkami na obr. 3 až 6 s označením stupňa kontaminácie písmenom A, B a C.

Obsah sledovaných prvkov vo vode je spracovaný podľa československej normy pre pitné vody (ČSN 75 7111). Najvyššie medzné hodnoty prvkov pre pitnú vodu sú vyznačené horizontálnymi priamkami na obr. 7 až 9 a označené písmenom A. Predložené výsledky by mali slúžiť ako podkladový materiál na urýchlené komplexné riešenie znečistenia životného prostredia nielen okolia Banskej Štiavnice a Štiavnických vrchov, ale aj ďalších oblastí stredoslovenských neovulkanitov.

## Metodika práce

Pôdne vzorky sme odobrali odkopom z dvoch pôdnych horizontov v oblasti na SV od Banskej Štiavnice, a to z horizontu A z hĺbky 5 až 15 cm a z horizontu B z hĺbky 40 až 60 cm. V alúviu Štiavnického potoka sme odoberali




Obr. 2. Schéma lokalizácie študovaných vzoriek v údolí Štiavnického potoka. 1 - pôda, 2 - dnový sediment potoka, 3 - voda z potoka.
Fig. 2. Outline plan of location of studied samples in alluvial plain of Štiavnický potok brook. 1 - soil, 2 - stream sediment, 3 - stream water.

pôdne vzorky z hĺbky 5 až 15 cm (horizont A). Z dnových sedimentov potokov sme odobrali jemný kalový materiál. Kalový materiál sme odobrali aj z ústia štôlní, kde je iba občasný výtok vody v období dažďov a topenia sa snehu (štôlňa Juraj) a z ústia štôlní s trvalým výtokom vody (Belianska štôlňa, odvodňovacia, a štôlňa nad Belianskym jazerom) a z odkaliska rudných baní z flotačnej úpravne. Vzorky vody sú z potokov (Beliansky potok, Štiavnický potok), jazier, studní, rezervoára a z odkaliska rudných baní z flotačnej úpravne Pb, Zn a Cu rudy. Lokality odberu vzoriek sú na obr. 1 a 2 a presnú lokalizáciu obsahujú vysvetlivky k tab. 1 až 3 a k obr. 3 až 9. Vzorky sa odobrali 19. - 23. júla 1992 v suchom letnom období.

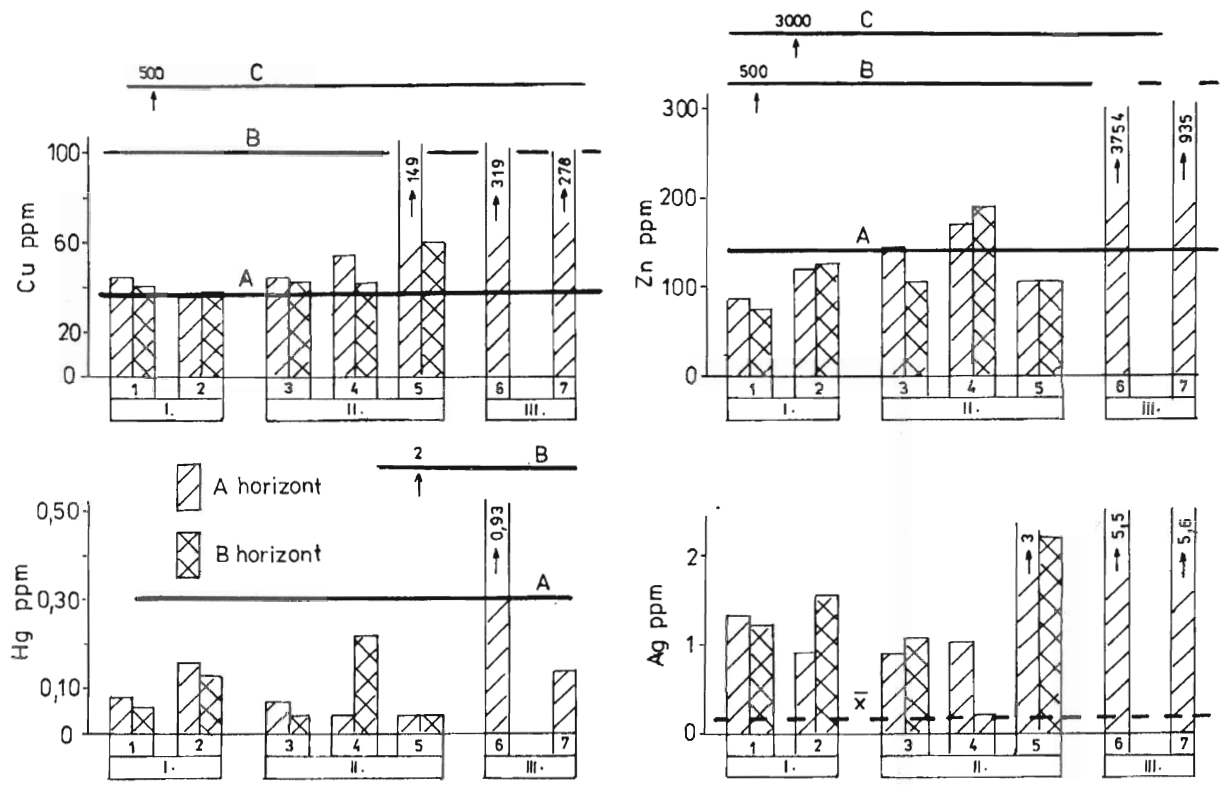
Vzorkový materiál z pôdy, dnových sedimentov potokov a z kalov sa po prinesení do laboratória vysušil, preosial a na zistenie ťažkých kovov sa použila frakcia pod 0,125 mm. Vzorky vody sme odoberali do 5-litrových PE nádob. Na mieste odberu sa stanovila koncentrácia vodíkových iónov (pH) a teplota. Vzorky vody boli okyslené koncentrovanou kyselinou dusičnou.

Na stanovenie obsahu prvkov sa použili nasledujúce analytické metódy: atómová absorpčná spektrometria

Tab. 1
Obsah ťažkých kovov v pôde (v ppm) z oblasti Banskej Štiavnice
Heavy metals concentration (in ppm) in spils from Banská Štiavnica area

| Čís. vz. | Pôdne horiz. | As | Cd | Cr | Cu | Hg | Pb | Zn | Ag |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | A | 28,71 | 1,37 | 12,26 | 45,31 | 0,075 | 186,67 | 87,63 | 1,29 |
| | B | 28,34 | 1,49 | 14,78 | 40,81 | 0,059 | 119,58 | 73,66 | 1,24 |
| 2 | A | 16,00 | 2,05 | 13,77 | 37,24 | 0,162 | 230,03 | 124,87 | 0,92 |
| | B | 16,13 | 1,98 | 16,02 | 39,06 | 0,134 | 232,44 | 124,47 | 1,55 |
| 3 | A | 6,05 | 1,96 | 11,33 | 42,99 | 0,075 | 300,04 | 143,55 | 0,91 |
| | B | 1,49 | 2,12 | 11,45 | 40,99 | 0,035 | 178,83 | 109,59 | 1,09 |
| 4 | A | 10,86 | 2,33 | 11,62 | 54,29 | 0,224 | 377,41 | 172,71 | 1,05 |
| | B | 8,72 | 2,24 | 12,04 | 41,46 | 0,083 | 277,70 | 188,31 | 0,20 |
| 5 | A | 45,38 | 1,49 | 19,03 | 149,38 | 0,028 | 42,05 | 105,23 | 3,05 |
| | B | 31,66 | 2,13 | 24,18 | 62,16 | 0,035 | 38,35 | 106,51 | 2,22 |
| 6 | A | 27,22 | 22,58 | 23,53 | 319,40 | 0,930 | 1347,04 | 3754,74 | 5,52 |
| 7 | A | 33,82 | 11,54 | 12,81 | 277,93 | 0,140 | 1294,91 | 935,68 | 5,65 |

Lokality: 1 - 50 m na J od haldy šobovského kremenca, 2 - 200 m na J od haldy šobovského kremenca, 3 - východný okraj Banskej Štiavnice, lúka na severnom svahu od Kalvárie 300 m od križovatky ciest na Bansku Belú a Vyhne, 4 - južná strana Belianskeho jazera (svah od Kalvárie), 5 - 50 m nad štátnou cestou Banska Štiavnica - Teplá (nad odkaliskom rudných baní), 6 - alúvium Štiavnického potoka na J od Antola, 7 - alúvium Štiavnického potoka na J od Prenčova.




Obr. 3. Distribúcia Cu, Zn, Hg a Ag v pôde. I - svah na J od haldy šobovského kremenca, 1 - 50 m na J od haldy, 2 - 200 m na J od haldy, II - širšie okolie šobovských kremencov, ktoré nesúvisí so zvodnou oblasťou haldy šobovského kremenca, 3 - východný okraj Banskej Štiavnice, lúka na svahu na S od Kalvárie 300 m od križovatky ciest na Banskú Belú a Vyhne, 4 - južná strana Belianskeho jazera (svah od Kalvárie), 5 - 50 m nad štátnou cestou Banská Štiavnica - Teplá nad odkaliskom rudných baní. III - alúvium Štiavnického potoka, 6 - na J od Antola, 7 - na J od Prenčova, $\bar{x}$ - priemerný obsah Ag v pôde podľa Bowena (1979), A - limitné hodnoty rizikových (škodlivých) látok v pôde - referenčná hodnota, B - limitné hodnoty rizikových (škodlivých) látok v pôde - indikačná hodnota, C - limitné hodnoty rizikových (škodlivých) látok v pôde - indikačná hodnota asanácie pôdy.

Fig. 3. Distribution pattern of Cu, Zn, Hg, Ag in soil. I - slope south of the Šobov quartzites heap, 1 - 50 m south of the Šobov quartzites heap, 2 - 200 m south from the Šobov quartzites heap, II - the surrounding of the Šobov quartzites occurrence without closer relation to water catchment area of the Šobov quartzites heap, 3 - eastern margin of Banská Štiavnica, meadow on the slope of Kalvária hill about 300 m from crossing of roads to Banská Belá and Vyhne, 4 - southern side of Belianský pond (Kalvária slope), 5 - 50 m above the road Banská Štiavnica - Teplá, near setting pit of ore mines, III - alluvial plain of Štiavnický potok brook, 6 - alluvial deposits of the Štiavnický potok brook south of Antol, 7 - alluvial deposit of the Štiavnický potok brook south of Prenčov, $\bar{x}$ - mean concentration of Ag in soil according to Bowen (1979), A - reference value of the tresholds of the risk elements in soil, B - indication of the tresholds of the risk elements in soil where the pollution was analytically proved, C - indication value for soil assanation.

s plameňovou alebo elektrotermickou atomizáciou, resp. s hydridovou technikou. Kontrolné stanovenia niektorých vybraných prvkov sa vykonali za použitia atómovej emisnej spektrometrie s indukčne viazanou plazmou. Na uvedenie pevných vzoriek do roztoku sa použil úplný kyselinový rozklad vzorky (HF, $HClO_4$, $HNO_3$).

## Zhrnutie výsledkov

Zistené údaje zhŕňa tab. 1 až 3 a graficky sú spracované na obr. 3 až 9. Pretože grafické znázornenie je prehľadné, komentár je stručný. Rozdelenie sa vykonalo podľa typov sledovaných vzoriek.

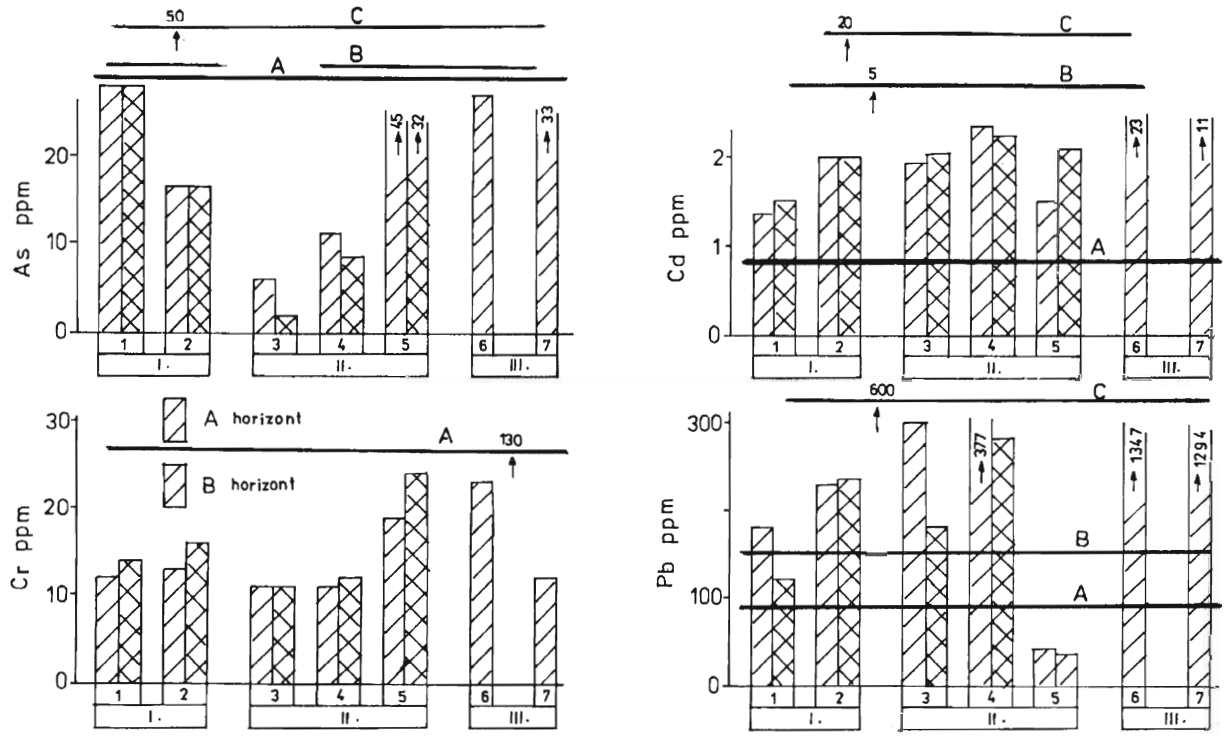
### *Pôdy*

Pôdu sme študovali v oblasti na SV od Banskej Štiavnice a v oblasti Štiavnického potoka. Poznatky z každej oblasti uvádzame samostatne. Stupeň kontaminácie pôdy porovnávame s limitnými hodnotami rizikových látok v pôde. Intenzitu kontaminácie rozlišujeme podľa obsahu toxických prvkov a členíme ju na tri skupiny, a to A, B a C.

#### Oblasť na SV od Banskej Štiavnice

Geochémiu pôdy tejto oblasti sme študovali v pôdnych profiloch piatich lokalít v horizonte A a B. Výskyt prvkov v pôdnom profile lokalít je pomerne pestrý, ich koncentrácia rozdielna a pohybuje sa v širokom rozsahu najmä pri As, Pb, Ag a Zn (tab. 1). Rozdiely v koncentrácii medzi horizontom A a B nie sú signifikantné.

Takmer na všetkých lokalitách je najväčšie zistené znečistenie pôdy Pb. Koncentrácia Pb prevyšuje indikačnú hodnotu skupiny B, čo značí, že sa kontaminácia zistila analyticky. Koncentrácia As a Cu




Obr. 4. Distribúcia As, Cr, Cd a Pb v pôde. I - svah na J od haldy šobovského kremenca, 1 - 50 m na J od haldy, 2 - 200 m na J od haldy, II - širšie okolie šobovských kremencov, ktoré nesúvisí so zvodnou oblasťou šobovských kremencov, 3 - východný okraj Banskej Štiavnice, lúka na svahu na S od Kalvárie, 300 m od križovatky ciest na Banskú Belú a Vyhne, 4 - južná strana Belianskeho jazera (svah od Kalvárie), 5 - 50 m nad štátnou cestou Banská Štiavnica - Teplá nad odkaliskom rudných baní, III - alúvium Štiavnického potoka, 6 - na J od Antola, 7 - na J od Prenčova, A - limitné hodnoty rizikových (škodlivých) látok v pôde - referenčná hodnota, B - limitné hodnoty rizikových (škodlivých) látok v pôde - indikačná hodnota kontaminácie pôdy sa analyticky preukázala, C - limitné hodnoty rizikových (škodlivých) látok v pôde - indikačná hodnota asanácie pôdy.

Fig. 4. Distribution pattern of As, Cr, Cd, Pb in soil. I - slope south of the Šobov quartzites heap , 1 - 50 m south of the Šobov quartzites heap, 2 - 200 m south of the Šobov quartzites heap, II - the surrouding of the Šobov quartzites occurrence without closer relation to water catchment area of the Šobov quartzites heap, 3 - eastern margin of Banská Štiavnica, meadow on the slope of Kalvária hill about 300 m from crossing of roads to Banská Belá and Vyhne, 4 - southern slope of Beljanský pond (Kalvária slope), 5 - 50 m above the road Banská Štiavnica - Teplá, near setting pit of ore mines, III - alluvial plain of Štiavnický potok brook, 6 - alluvial deposit of the Štiavnický potok brook south of Antol, 7 - alluvial deposit of the Štiavnický potok brook south of Prenčov, A - reference value of the tresholds of the risk elements in soil, B - indication of the tresholds of the risk elements in soil where the pollution was analytically proved, C - indication value for soil assanation.

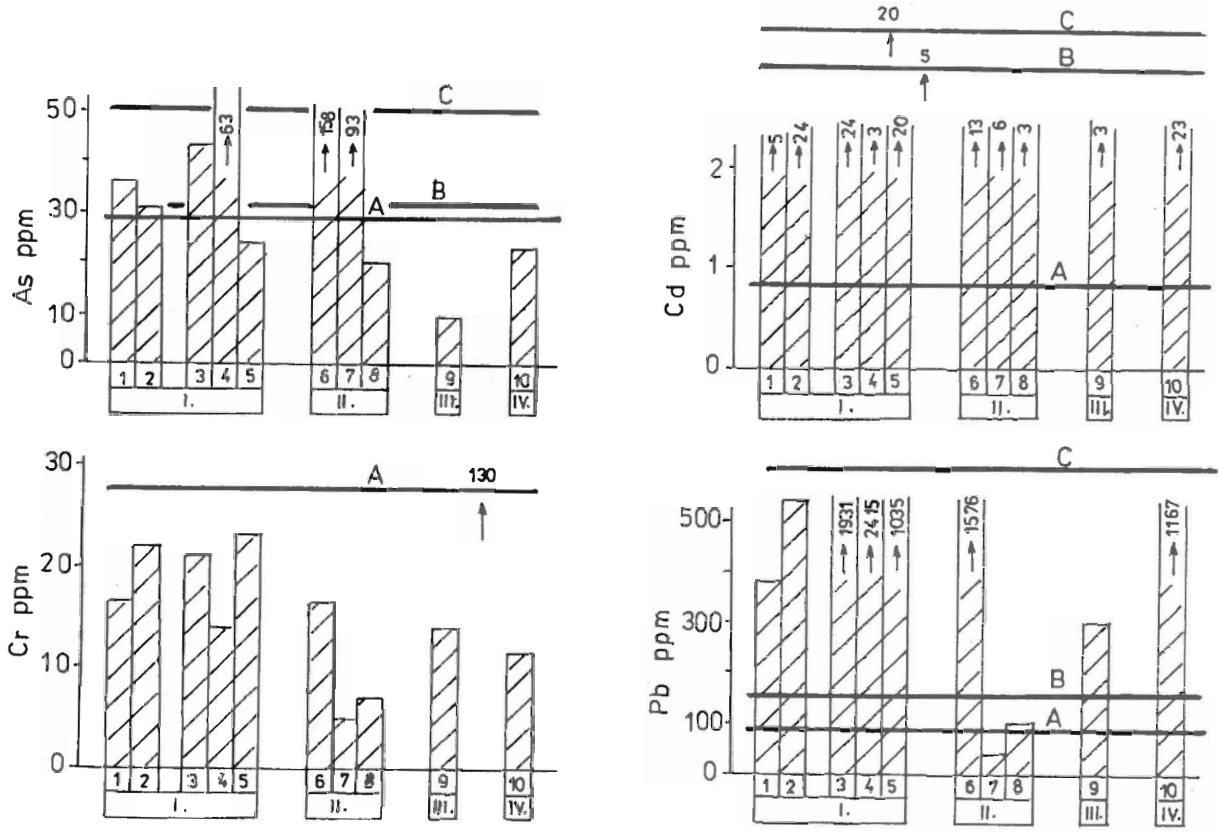
indikačnú hodnotu skupiny B prekračuje iba na jednej lokalite (na S od odkaliska rudných baní). Na ďalších lokalitách sa koncentrácia As a Cu pohybuje okolo referenčných hodnôt. V porovnaní s priemernou hodnotou v pôde (0,05 ppm) podľa Bowena (1979) je aj obsah Ag vysoký a v študovanej pôde túto hodnotu prekračuje 4 až 30-krát a na jednej lokalite (na S od odkaliska rudných baní) až 60-krát (obr. 3). Koncentrácia Cd a Zn nepoukazuje na kontamináciu pôdy a ich obsah sa pohybuje okolo referenčnej hodnoty. Nižší obsah, ako sú príslušné referečné hodnoty, sa zistil pri Cr a Hg (obr. 3 a 4).

## Oblasť Štiavnického potoka

Zo Štiavnického potoka sú dve vzorky, jedna sa odobrala 7,5 km na J a druhá 13 km od bývalej šachty František. Vo vzorkách pôdy na aluviálnych sedimentoch Štiavnického potoka sme zistili veľmi vysokú kontamináciu. Koncentrácia Ag, Cd, Pb a Zn prevyšuje indikačné hodnoty asanácie pôdy (obr. 3 a 4) a najmarkantnejšia kontaminácia je pri Pb a Zn. Koncentrácia Pb v pôde je dvakrát vyššia ako indikačná hodnota asanácie pôdy (obr. 3 a 4, tab. 1, 6 a 7). As a Cu prekračujú indikačnú hodnotu kontaminácie pôdy len na jednej lokalite. Obsah Ag je 100-krát vyšší ako priemerný obsah v pôde uvádzaný Bowenom (1979). Pôda je najmenej znečistená Hg a Cr. Koncentrácia Hg sa pohybuje okolo referenčnej hodnoty a koncentrácia Cr je nižšia ako referenčná hodnota.

### *Dnové sedimenty potokov a kaly*

Obsah ťažkých kovov v dnových sedimentoch potokov a v kaloch takmer vo všetkých prípadoch prevyšuje koncentráciu ťažkých kovov v pôde na aluviálnych sedimentoch. Na zistenie relatívneho stupňa kontaminácie dnových sedimentov a kalov sme použili rovnaké limitné hodnoty rizikových látok ako pri pôde, lebo predstavujú materiál z pôdy a z rozrušených hornín.




Obr. 5. Distribúcia As, Cr, Cd, Pb v dnových sedimentoch potokov a v kaloch. I - potoky, 1 - Beliansky potok pod štôlňou Juraj, 2 - Beliansky potok oproti Belianskej štôlni (odvodňovacej), 3 -Štiavnický potok, južný okraj Banskej Štiavnice, 4 - Štiavnický potok na J od Antola, 5 - Štiavnický potok na J od Prenčova, II - kaly z ústia štôlní, 6 - štôlňa Juraj, 7 - Belianska štôlňa (odvodňovacia), 8 - štôlňa nad Belianskym jazerom. III - jazero, 9 - sediment z okraja Belianskeho jazera, IV - odkalisko, 10 - sediment z odkaliska rudných baní, A - limitné hodnoty rizikových (škodlivých) látok v pôde - referenčná hodnota, B - limitné hodnoty rizikových látok v pôde - indikačná hodnota, kontaminácia pôdy sa analyticky preukázala, C - limitné hodnoty rizikových (škodlivých) látok v pôde - indikačná hodnota asanácie pôdy.

Fig. 5. Distribution pattern of As, Cr, Cd, Pb in stream sediments and muds. I - brooks, 1 - Beliansky potok brook below the Juraj mine adit, 2 - Beliansky potok brook opposite the Belianska mine adit (dewatering), 3 - Štiavnický potok brook, south margin of Banská Štiavnica, 4 - Štiavnický potok brook south of Antol, 5 - Štiavnický potok brook south of Prenčov, II - mud from the mouth of mine adit, 6 - Juraj mine adit, 7 - Belianska mine adit (dewatering), 8 - mine adit above the Beliansky pond, III - pond, 9 - botton sediment from Beliansky pond, IV - setting pit, 10 - mud from the setting pit, A - reference value of the tresholds of the risk elements in soil, B - indication of the tresholds of the risk elements in the soils where pollution was analytically proved, C - indication value for soil assanation.

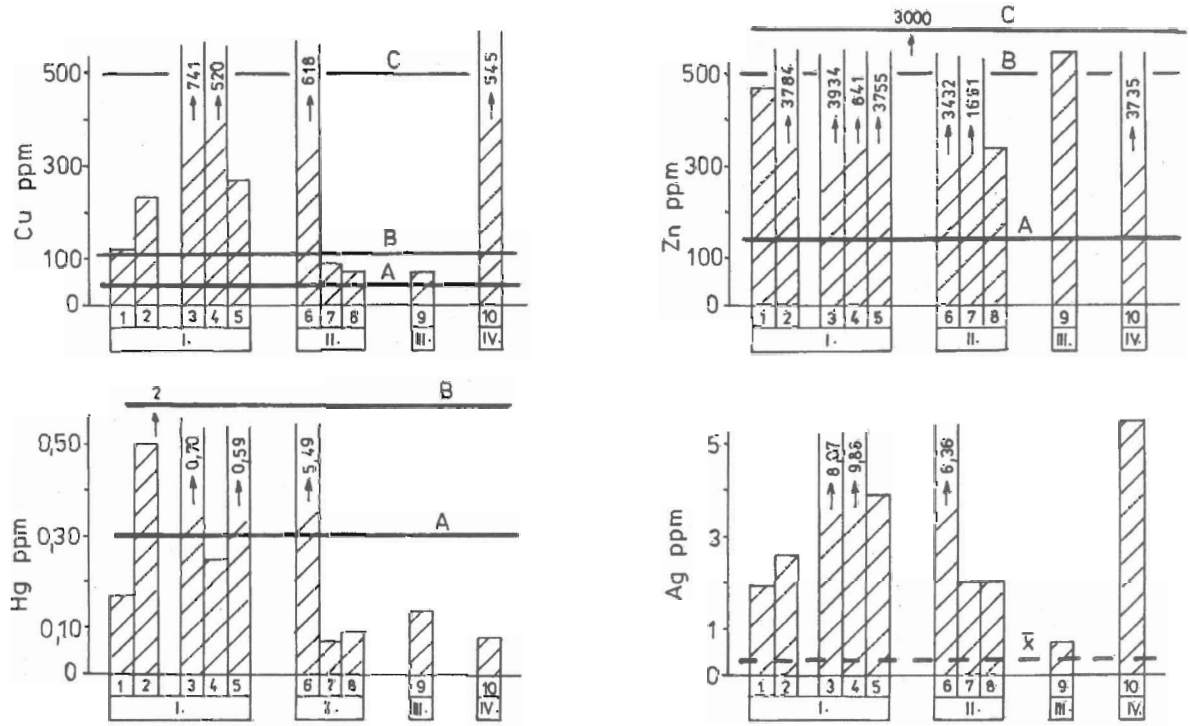
### *Dnové sedimenty potokov*

V dnových sedimentoch potokov je Zn a Cd v koncentrácii, ktorá prevyšuje indikačné hodnoty asanácie pôdy. Pri Cu, Pb a As sú v koncentrácii výrazné rozdiely medzi vzorkami z jednotlivých potokov. Nižší obsah je v Belianskom potoku, kde je koncentrácia vyššia ako indikačná hodnota poukazujúca na kontamináciu. Podstatne vyššia koncentrácia je v Štiavnickom potoku, kde obsah Cu, Pb a As presahuje indikačnú hodnotu asanácie. Ag je v koncentrácii 1,88 až 9,86 ppm. V Belianskom potoku Ag dosahuje 50-násobok priemernej hodnoty v pôde a v Štiavnickom potoku prekračuje túto hodnotu stonásobne. V podstatne nižšej koncentrácii je Hg a Cr. Obsah Hg referenčnú hodnotu prekračuje a Cr je v nižšej koncentrácii, ako je referenčná hodnota (obr. 5 a 6).

### *Kaly z ústia štôlní a odkaliska*

Ťažké kovy v kaloch z ústia štôlní sa vyskytujú v širokom koncentračnom rozmedzí. Najvyššia koncentrácia bola v kale z ústia štôlne Juraj, kde Pb, Zn, Cu a As prevyšujú indikačnú hodnotu asanácie pôdy (obr. 5 a 6). Nižšia koncentrácia sa zistila pri Hg a Cd, kým Cr nedosahuje ani referenčnú hodnotu. V kaloch z Belianskej štôlne (odvodňovacej) je len As v koncentrácii indikujúcej hodnotu asanácie, Hg a Cd prekračujú hodnotu poukazujúcu na kontamináciu a Cu, Hg, Cr a Pb sú v nižšej koncentrácii, ako je referenčná hodnota pre pôdu. Najnižší obsah sledovaných prvkov je v kaloch z ústia štôlne nad Belianskym jazerom, kde sa kontaminácia ťažkými kovmi nepreukázala. Najnižší obsah ťažkých kovov je v kaloch trvale premývaných vodou vytekajúcou zo štôlní.

V kalovom materiáli z odkaliska rudných baní je vysoká




Obr. 6. Distribúcia Cu, Hg, Zn a Ag v dnových sedimentoch potokov a v kaloch. I - potoky, 1 - Beliansky potok pod štôlňou Juraj, 2 - Beliansky potok oproti Belianskej štôlni (odvodňovacej), 3 - Štiavnický potok, južný okraj Banskej Štiavnice, 4 - Štiavnický potok na J od Antola, 5 - Štiavnický potok na J od Prenčova, II - kaly z ústia štôlní, 6 - štôlňa Juraj, 7 - Belianska štôlňa (odvodňovacia), 8 - štôlňa nad Belianskym jazerom, III - jazero, 9 - sediment z okraja Belianskeho jazera, IV - odkalisko, 10 - sediment z odkaliska rudných baní X̄ - priemerný obsah Ag v pôde podľa Bowena (1979), A - limitné hodnoty rizikových (škodlivých) látok v pôde - referenčná hodnota, B - limitné hodnoty rizikových (škodlivých) látok v pôde - indikačná hodnota kontaminácie pôdy sa analyticky preukázala, C - limitné hodnoty rizikových (škodlivých) látok v pôde - indikačná hodnota asanácie pôdy.

Fig. 6. Distribution pattern of Cu, Hg, Zn, Ag in stream sediments and muds. I - brooks, 1 - Beliansky potok brook below the Juraj mine adit, 2 - Beliansky potok brook opposite the Belianska mine adit (dewatering), 3 - Štiavnický potok brook, south margin of Banská Štiavnica, 4 - Štiavnický potok brook south of Antol, 5 - Štiavnický potok brook south of Prenčov, II - mud from the mouth of mine adit, 6 - Juraj mine adit, 7 - Belianska mine adit (dewatering), 8 - mine adit above the Beliansky pond, III - pond, 9 - bottom sediment from Beliansky pond, IV - setting pit, 10 - mud from the setting pit, X̄ - mean concentration of Ag in soil according to Bowen (1979), A - reference value of the tresholds of the risk elements in soil, B - indication of the tresholds of the risk elements in the soils where pollution was analytically proved, C - indication value for soil assanation.

koncentrácia Pb, Zn, Cu a Cd (tab. 2). Ich obsah je vyšší ako indikačná hodnota asanácie (obr. 5 a 6), kým Hg, As a Cr sú v nižšej koncentrácii, ako je referenčná hodnota pre pôdu.

## *Vody*

Vysoká kontaminácia pôdy, dnových sedimentov potokov a kalov ťažkými kovmi nás viedli aspoň k orientačnému preskúmaniu vôd v danej oblasti vzhľadom na možnosť ich znečistenia. Koncentráciu ťažkých kovov vo vode porovnávame s najvyššími medznými hodnotami pre pitnú vodu, ako ich uvádza ČSN 75 7111. Koncentrácie prvkov vo vode sú v tab. 3 a stupne kontaminácie na obr. 7 až 9.

### Voda v potokoch

Voda v Štiavnickom potoku a v Belianskom potoku obsahuje nadlimitnú koncentráciu Cd, Pb, Fe a Mn. Veľmi vysoký obsah Cd a Pb sa zistil v Štiavnickom potoku, kde je ich koncentrácia skoro 2-krát vyššia, ako prípúšťa norma pre pitnú vodu. Hodnota pH sa pohybuje v rozpätí prípustnom pre pitnú vodu (7,3 až 7,8). As, Cu, Ag, Zn a Cr sú v koncentrácii nepoukazujúcej na znečistenie vody.

### Voda v jazerách

Obsah ťažkých kovov vo vode jazier je prevažne nižší ako medzné hodnoty a iba koncentrácia Pb je mierne vyššia v Štiavnickom jazere a Mn v Halčianskom jazere a v Belianskom jazere. V Belianskom jazere obsah Fe niekoľkonásobne prekračuje medznú hodnotu pre pitnú vodu. V Halčianskom jazere a v Belianskom jazere sa zistilo pH 9,1 a 9,5, čo prevyšuje medznú hodnotu pre pitnú vodu. Príčiny vysokých hodnôt pH môžu byť rôzne a treba ich študovať podrobnejšie.

### Voda v prameňoch

V prameni pod haldou šobovského kremenca je veľmi nízke pH (2,0) a zároveň veľmi vysoká koncentrácia Cd,

Tab. 2
Obsah ťažkých kovov v dnových sedimentoch potokov a v kaloch v oblasti Banskej Štiavnice (v ppm)
Heavy metals concentration in the stream sediments and mids in the area of Banská Štiavnica (in ppm)

| Č. vz. | As | Cd | Cr | Cu | Hg | Pb | Zn | Ag |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 35,84 | 5,52 | 17,84 | 69,56 | 0,172 | 381,75 | 473,95 | 1,88 |
| 2 | 31,20 | 24,25 | 22,15 | 225,50 | 0,497 | 539,82 | 3783,69 | 2,60 |
| 3 | 43,42 | 24,43 | 21,79 | 741,28 | 0,705 | 1931,46 | 3934,23 | 8,07 |
| 4 | 63,93 | 3,89 | 14,22 | 520,95 | 0,251 | 2415,70 | 641,28 | 9,86 |
| 5 | 24,44 | 20,93 | 23,36 | 268,37 | 0,594 | 1035,50 | 3755,00 | 3,93 |
| 6 | 158,26 | 13,31 | 17,08 | 618,36 | 5,483 | 1576,73 | 3432,3 | 6,36 |
| 7 | 92,61 | 6,12 | 5,34 | 93,82 | 0,070 | 10,40 | 1661,10 | 1,99 |
| 8 | 20,46 | 3,22 | 7,24 | 65,62 | 0,089 | 104,15 | 342,00 | 1,95 |
| 9 | 9,28 | 3,29 | 14,33 | 68,54 | 0,136 | 298,00 | 546,34 | 0,58 |
| 10 | 23,08 | 22,86 | 12,77 | 545,10 | 0,081 | 1166,68 | 3735,05 | 5,61 |

Lokality: 1 - Beliansky potok pod štôlňou Juraj, 2 - Beliansky potok oproti Belianskej štôlni (odvodňovacej), 3 - Štiavnický potok, južný okraj Banskej Štiavnice, 4 - Štiavnický potok na J od Antola, 5 - Štiavnický potok na J od Prenčova, 6 - kal z ústia štôlne Juraj, 7 - kal z ústia Belianskej štôlne (odvodňovacej), 8 - kal zo štôlne nad Belianskym jazerom, 9 - sediment z okraja Belianskeho jazera, 10 - kal z odkaliska rudných baní.

Tab. 3
Obsah ťažkých kovov vo vzorkách vody, potokov, jazier prameňov, studní, rezervoárov a odkaliska z oblasti Banskej Štiavnice
Heavy metals concentration in water from streams, ponds, springs, wells, water reservoirs and setting pit in the Banská Štiavnica area

| Č. vz. | Ag | Cd | As | Cr | Cu | Fe | Li | Mn | Zn | Co | Pb | pH |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | ppb | ppb | ppb | ppb | ppb | ppm | ppb | ppb | ppb | ppb | ppb | |
| 1 | 3,0 | 5,2 | 2,07 | 2,45 | <1 | 0,40 | 2,9 | 0,18 | 363,6 | 25,00 | <5 | 7,8 |
| 2 | 5,4 | 3,8 | - | <1 | 26,0 | 2,21 | 5,91 | 0,94 | 699,5 | <3 | 98,3 | 7,3 |
| 3 | <1,0 | 8,2 | - | <1 | 5,73 | 0,21 | 4,90 | 0,07 | 141,6 | <3 | 40,0 | 7,7 |
| 4 | 1,4 | 9,9 | - | <1 | 8,83 | 0,19 | 4,2 | 0,27 | 208,0 | <3 | 108,0 | 7,6 |
| 5 | <1 | 3,6 | 2,75 | 5,18 | <1 | 0,32 | 1,1 | 0,15 | 3,28 | <3 | <5 | 9,5 |
| 6 | 12,8 | 3,2 | 1,55 | 2,4 | 10,00 | 3,19 | 5,3 | 0,17 | 38,70 | <3 | <5 | 9,1 |
| 7 | <1 | 1,6 | - | 13,93 | 6,50 | 0,10 | 1,9 | 0,03 | 56,5 | <3 | 58,0 | 7,1 - 7,7 |
| 8 | 16,3 | 2,9 | 1,45 | 4,1 | 29,0 | 6,09 | 20,5 | 0,36 | 240,9 | <3 | 132,0 | 7,3 |
| 9 | 7,8 | <1 | 1,10 | 3,73 | 7,45 | 0,05 | 1,2 | 0,10 | 231,6 | 21,0 | <5 | 7,5 |
| 10 | <1 | <1 | 1,60 | <1 | <1 | 0,59 | 17,9 | 3,13 | 59,1 | 24,2 | <5 | 7,4 |
| 11 | 152,7 | 152,6 | 3,31 | 593,64 | 16,19 | 1,05 % | 2,3 | 139,00 | 19,1 | 3,4 ppm | <5 | 2,0 |
| 12 | 22,0 | 6,6 | 2,00 | 3,90 | 30,27 | 2,67 | 2,8 | 19,31 | 41,45 | <3 | 20,0 | 7,5 |
| 13 | <1 | 1,36 | 1,15 | 2,00 | 6,4 | 0,03 | 4,0 | <1 | 300,0 | 10,0 | 10,0 | - |
| 14 | 6,2 | 10,5 | 1,82 | 12,10 | 17,2 | 0,18 | 15,2 | 1,39 | 242,8 | <3 | 26,0 | 8,6 |
| 15 | 7,3 | 8,4 | 1,32 | 8,70 | 72,5 | 0,03 | 4,0 | <1 | 15,6 | <3 | 31,0 | 12,5 |

Lokality: 1 - Beliansky potok oproti Belianskej štôlni, 2 - Štiavnický potok, južný okraj Banskej Štiavnice, 3 - Štiavnický potok na J od Antola, 4 - Štiavnický potok na J od Prenčova, 5 - Halčianske jazero, 6 - Belianske jazero, 7 - Štiavnické jazero, 8 - prameň nad Belianskym jazerom, 9 - prameň na pravej strane Belianskeho potoka (oproti odkalisku rudných baní), 10 - voda vytekajúca z Belianskej štôlne, 11 - prameň pod haldou šobovského kremenca, 12 - studňa v alúviu potoka pri štôlni Juraj, 13 - studňa na dvore domu č. 3 v Banskej Belej, 14 - rezervoár na pravej strane Belianskeho potoka (oproti odkalisku rudných baní), 15 - voda z odkaliska rudných baní.

Cr, Ag, Fe a Mn (obr. 7 až 9). V prameni nad Belianskym jazerom je nadlimitný obsah Pb, Fe a Mn a vo vode vytekajúcej z Belianskej štôlne iba Fe a Mn. Najčistejšia voda je v prameni na pravej strane Belianskeho potoka (oproti odkalisku rudných baní), kde sa sledované prvky vyskytujú v nižšej koncentrácii, ako sú limitné hodnoty. Hodnota pH vody okrem prameňa pod haldou šobovského kremenca je v rozpätí hodnôt prípustných pre pitnú vodu.

### Voda zo studní a rezervoára

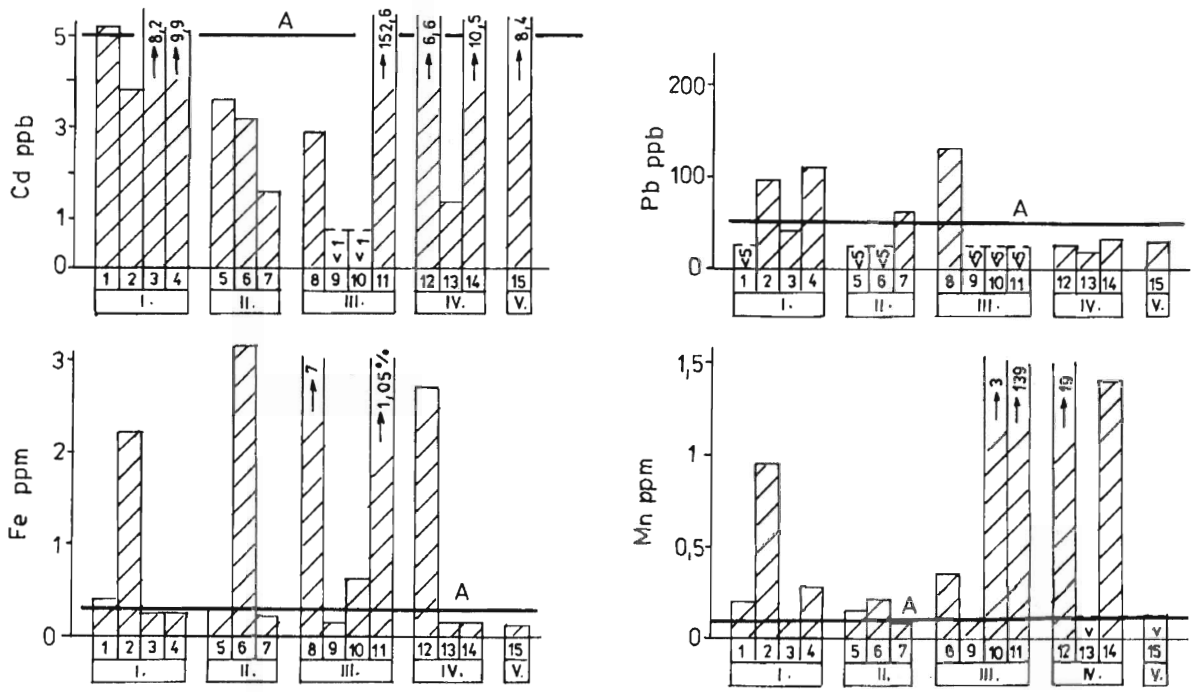
Ťažké kovy a pH sme sledovali v dvoch studniach a v jednom rezervoári. Voda v studni na dvore domu č. 3 v Banskej Belej nemá nadlimitný obsah sledovanych prvkov, kým voda zo studne v alúviu potoka pri štôlni Juraj má nadlimitný obsah Cd, Fe a Mn. Voda z rezervoára na pravej strane Belianskeho potoka (oproti odkalisku rudných baní) obsahuje dvojnásobok Cd, ako pripúšťa norma pre pitné vody, a mnohonásobne viac Mn. Nadlimitná je aj hodnota pH vody (tab. 3, obr. 9).

### Voda z odkaliska

Voda na odkalisku rudných baní po flotačnej úprave rudy má osobitné postavenie. Vyznačuje sa vysokou hodnotou pH (12,5) a koncentráciou Cd (8,4 ppb), ktorá je výrazne vyššia ako medzná hodnota pre pitnú vodu. Vysoké pH spôsobuje vyzrážanie väčšiny sledovaných prvkov.

## Diskusia

Kontaminácia pôdy v oblasti na SV od Banskej Štiavnice je menšia ako na alúviu Štiavnického potoka.



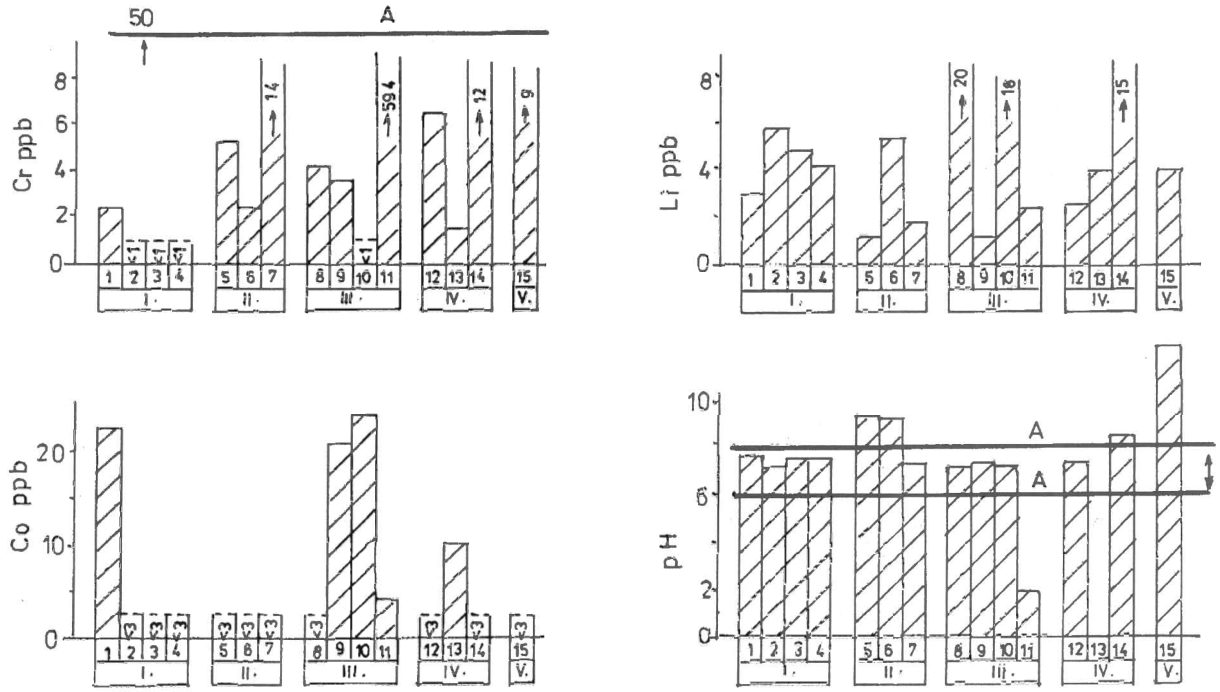

Obr. 7. Distribúcia Cd, Pb, Fe a Mn vo vodách. I - potoky, 1 - Beliansky potok oproti Belianskej štôlni (odvodňovacej), 2 - Štiavnický potok, južný okraj Banskej Štiavnice, 3 - Štiavnický potok na J od Antola, 4 - Štiavnický potok na J od Prenčova, II - jazerá, 5 - Halčianske jazero, 6 - Belianske jazero, 7 - Štiavnické jazero, III - pramene, 8 - prameň nad Belianskym jazerom, 9 - prameň na pravej strane Belianskeho potoka (oproti odkalisku rudných baní), 10 - voda vytekajúca z Belianskej štôlne (odvodňovacej), 11 - prameň pod haldou šobovského kremenca, IV - studne a rezervoár, 12 - studňa v alúviu pri štôlni Juraj, 13 - studňa vo dvore domu číslo 3 v Banskej Belej, 14 - rezervoár na pravej strane Belianskeho potoka (oproti odkalisku rudných baní), V - odkalisko, 15 - voda z odkaliska rudných baní, A - najvyššie medzné hodnoty pre pitnú vodu.

Fig. 7. Distribution pattern of Cd, Pb, Fe, Mn in waters. I - brooks, 1 - Beliansky potok brook opposite the Belianska mine adit (dewatering), 2 - Štiavnický potok brook, south margin of Banská Štiavnica, 3 - Štiavnický potok brook south of Antol, 4 - Štiavnický potok brook south of Prenčov, II - ponds, 5 - Halčianske jazero pond, 6 - Belianske jazero pond, 7 - Štiavnické jazero pond, III - springs, 8 - spring above the Belianske jazero pond, 9 - spring on the right bank of Beliansky potok brook (opposite the ore mine setting pit), 10 - water streaming out of Belianska mine adit (dewatering), 11 - spring below the Šobov quartzites heap, IV - wells and reservoir, 12 - well in alluvial deposit near to the Juraj mine adit, 13 - well in the yard of the house No. 3 at Banská Belá, 14 - reservoir on the right bank of Beliansky potok brook (opposite the setting pit of ore mines), V - setting pit, 15 - water from setting pit ore mines, A - tresholds (limite) for drinking water.

Na SV od Banskej Štiavnice sa podľa limitných hodnôt rizikových (škodlivých) látok v pôde zistila kontaminácia, ale jej stupeň si asanáciu pôdy nevyžaduje. Holub, Banásová a Križáni (1991) acidifikáciu pôdy pod haldou šobovského kremenca pokladajú za ekologickú haváriu a spájajú ju s ťažbou kremenca, v ktorom sú rozptýlené sulfidy. Je nesporné, že pri ťažbe kremenca a tvorbe haldy sa hornina mechanicky narúša, čím sa zvyšuje perlokácia dažďovej vody a prístup vzdušného kyslíka. To urýchľuje rozpad sulfidov a tvorbu $H_2SO_4$ a môže kontaminovať pôdu v smere prenikania vody. Potvrdzuje to aj vysoká koncentrácia vodíkových iónov (pH = 2) vo vode z prameňa pod haldou. Podľa nášho náhľadu halda šobovského kremenca s obsahom sulfidov kontamináciu pôdy v malom úseku zvyšuje, ale nie je hlavným znečisťovateľom v oblasti na SV od Banskej Štiavnice. Za hlavný zdroj kontaminácie väčšieho rozsahu pokladáme horniny s rozptýlenou rudnou mineralizáciou v okolí rudných žíl, ktoré do tejto oblasti zasahujú, ako aj pyritizované vulkanoklastiká pod šobovskými kremencami (Polák, 1960). Pyritizované horniny zaberajú veľkú plochu a predmetnú oblasť viacnásobne presahujú (Koděra a Kováčik, 1968; Forgáč, 1987). Zvetrávaním týchto hornín, ktoré antropogénne neboli mechanicky narušené, sa uvoľňujú ťažké kovy za vzniku $H_2SO_4$ a dostávajú sa do vody, pôdy a do dnových sedimentov potokov. Svedčí o tom aj fakt, že takmer v rovnakej koncentrácii sú ťažké kovy vo vrchnej aj v hlbšej časti pôdnych profilov pod haldou šobovského kremenca, ako aj vo vzdialenejších miestach, ktoré sú mimo dosahu prenikania vody spod haldy šobovského kremenca.

Na zvýšený obsah v rastlinách a pôde na J od Banskej Štiavnice poukázal Holub a Banásová (1985). Za zdroj znečistenia považujú plynné a pevné emisie, ktoré unikali z huty pri spracúvaní Cu-Pb rúd. Kontamináciu zaznamenali vo vzdialenosti 1,5 až 5 km od bývalej huty v smere prevládajúcich vetrov. Odbery vzoriek presne nelokalizujú, a preto sa nedá posúdiť, či materiál odobrali z údolia potoka, alebo zo širšieho okolia, čo sťažuje priamu nadväznosť na naše poznatky. Náš výskum zistil veľmi vysokú kontamináciu toxickými kovmi v pôde na aluviálnych a dnových sedimentoch Štiavnického potoka ešte aj vo vzdialenosti 13 km od bývalej huty.

Aj keď bola huta na spracúvanie rúd v prevádzke




Obr. 8. Distribúcia Cr, Co, Li a pH vo vodách. I - potoky, 1 - Beliansky potok oproti Belianskej štôlni (odvodňovacej), 2 - Štiavnický potok, južný okraj Banskej Štiavnice, 3 - Štiavnický potok na J od Antola, 4 - Štiavnický potok na J od Prenčova, II - jazerá, 5 - Halčianske jazero, 6 - Belianske jazero, 7 - Štiavnické jazero, III - pramene, 8 - prameň nad Belianskym jazerom, 9 - prameň na pravej strane Belianskeho potoka (oproti odkalisku rudných baní), 10 - voda vytekajúca z Belianskej štôlne (odvodňovacej), 11 - prameň pod haldou šobovského kremenca, IV - studne a rezervoár, 12 - studňa v alúviu pri štôlni Juraj, 13 - studňa vo dvore domu číslo 3 v Banskej Belej, 14 - rezervoár na pravej strane Belianskeho potoka (oproti odkalisku rudných baní), V - odkalisko, 15 - voda z odkaliska rudných baní, A - najvyššie medzné hodnoty pre pitnú vodu.

Fig. 8. Distribution pattern of Cr, Co, Li and pH in waters. I - brooks, 1 - Beliansky potok brook opposite the Belianska mine adit (dewatering), 2 - Štiavnický potok brook, south margin of Banská Štiavnica, 3 - Štiavnický potok brook south of Antol, 4 - Štiavnický potok brook south of Prenčov, II - ponds, 5 - Halčanske jazero pond, 6 - Belianske jazero pond, 7 - Štiavnické jazero pond, III - springs, 8 - spring above the Belianske jazero pond, 9 - spring on the right bank of Beliansky potok brook (opposite the ore mine setting pit), 10 - water streaming out of Belianska mine adit (dewatering), 11 - spring below the Šobov quartzite heap, IV - wells and reservoir, 12 - well in alluvial deposit near to the Juraj mine adit, 13 - well in the yard of the house No. 3 at Banská Belá, 14 - reservoir on the right bank of Beliansky potok brook (opposite the setting pit of ore mines), V - setting pit, 15 - water from setting ore mines, A - tresholds (limite) for drinking water.

desaťročia (1783 až 1969), plynné a pevné emisie nie sú hlavným zdrojom kontaminácie pôdy na aluviálnych sedimentoch Štiavnického potoka. V blízkosti huty bola mnoho desaťročí (až do roku 1975) v prevádzke šachta František a flotačná úpravňa rudy. Hlušina dopravovaná šachtou sa haldovala blízko potoka, odpadový materiál z úpravne, ako aj haldový materiál sa splavovali do potoka, čo spôsobilo veľmi vysokú kontamináciu tohto alúvia. Koncentrácia Zn, Pb, Cd a Ag v pôde a v dnových sedimentoch potoka je taká vysoká ako v sedimente v odkalisku z flotačnej úpravne rudných baní nad Banskou Belou.

Chemické zloženie vody vo veľkej miere závisí od charakteru a zloženia hornín, cez ktoré prechádza. Ak horniny obsahujú impregnácie sulfidov, nastáva sírnokyslé zvetrávanie. Pri pôsobení kyslíkatej vody na takéto horniny sa oxidujú sulfidy, vzniká voľná $H_2SO_4$ a rozličné sírany, ktoré pôsobia ako významné faktory premeny hornín. Vytvára sa veľmi kyslé prostredie a pH lokálne klesá až na 2. Napríklad oxidácia pyritu prebieha podľa schémy

$$FeS_2 + 7O_2 + H_2O \qquad FeSO_4 + H_2SO_4$$

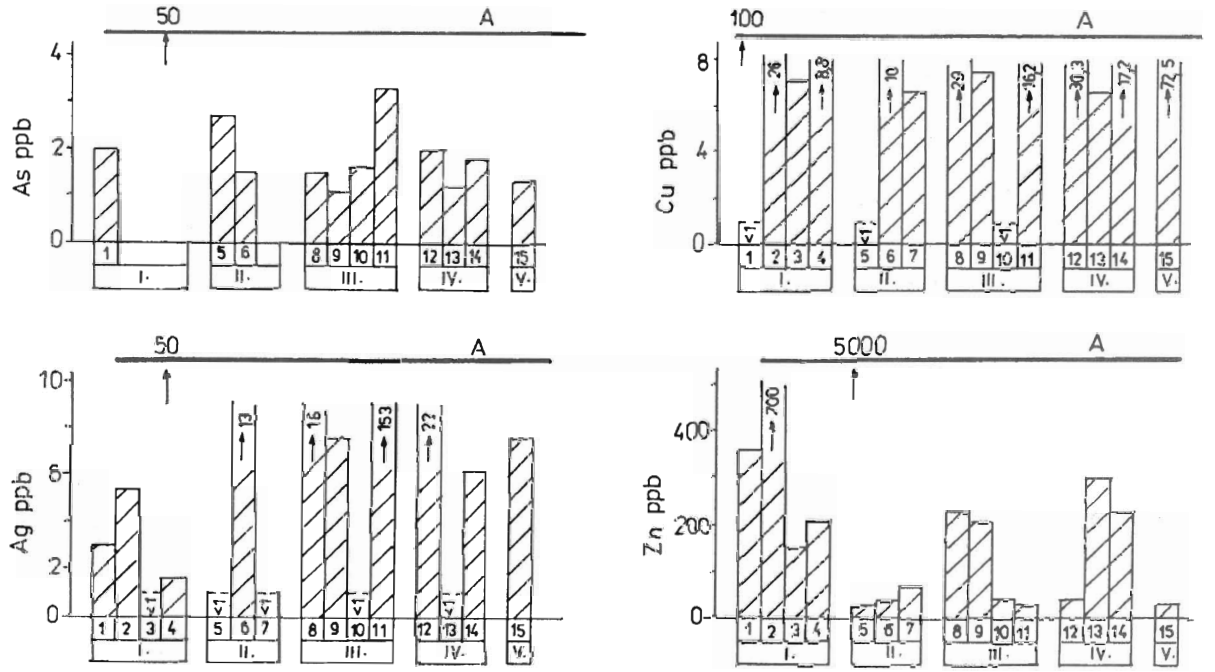
Za spolupôsobenia tiónových baktérií môže nastať ďalšia oxidácia síranov Fe

$$4FeSO_4 + H_2SO_4 + O_2 \qquad 2Fe_2(SO_4)_3 + H_2O,$$

pričom vznikajúce sírany trojmocného Fe vplývajú na rozklad sulfidov. Oxidáciou sulfidov sa uvoľňuje $H_2SO_4$ a spôsobuje vylúhovanie kovov z hornín. Kyslé a toxické roztoky sa dostávajú do povrchových vôd a spôsobujú kontamináciu rezervoárov podzemnej vody. Ako výsledok týchto procesov prešlo Cd, Fe, Mn a Pb do vôd, v ktorých sú tieto prvky v porovnaní s normou pre pitnú vodu v nadlimitnej koncentrácii.

## Záver

V oblasti Banskej Štiavnice sa uplatnili dva typy kontaminácie. Prvý je antropogénny a spôsobila ho ťažba rúd a ich spracúvanie. Uplatnil sa na J od Banskej Štiavnice v pôde na alúviu Štiavnického potoka a v dnových sedimentoch potoka. Druhý typ sa uplatnil v oblasti na SV od Banskej Štiavnice pôsobením hypergénnych




Obr. 9. Distribúcia As, Ag, Cu, Zn vo vodách. I - potoky, 1 - Beliansky potok oproti Belianskej štôlni (odvodňovacej), 2 - Štiavnický potok, južný okraj Banskej Štiavnice, 3 - Štiavnický potok na J od Antola, 4 - Štiavnický potok na J od Prenčova, II - jazerá, 5 - Halčianske jazero, 6 - Belianske jazero, 7 - Štiavnické jazero, III - pramene, 8 - prameň nad Belianskym jazerom, 9 - prameň na pravej strane Belianskeho potoka (oproti odkalisku rudných baní), 10 - voda vytekajúca z Belianskej štôlne (odvodňovacej), 11 - prameň pod haldou šobovského kremenca, IV - studne a rezervoár, 12 - studňa v alúviu pri štôlni Juraj, 13 - studňa na dvore domu č. 3 v Banskej Belej, 14 - rezervoár na pravej strane Belianskeho potoka (oproti odkalisku rudných baní), V - odkalisko, 15 - voda z odkaliska rudných baní, A - najvyššie medzné hodnoty pre pitnú vodu.

Fig. 9. Distribution pattern of As, Ag, Cu, Zn in waters. I - brooks, 1 - Beliansky potok brook opposite the Belianska mine adit (dewatering), 2 - Štiavnický potok brook, south margin of Banská Štiavnica, 3 - Štiavnický potok brook south of Antol, 4 - Štiavnický potok brook south of Prenčov, II - ponds, 5 - Halčanské jazero pond, 6 - Belianske jazero pond, 7 - Štiavnické jazero pond, III - springs, 8 - spring above the Belianske jazero pond, 9 - spring on the right bank of Beliansky potok brook (opposite the ore mine setting pit), 10 - water streaming out of Belianska mine adit (dewatering), 11 - spring below the Šobov quartzite heap, IV - wells and reservoir, 12 - well in alluvial deposit close to the Juraj mine adit, 13 - well in the yard of the house No. 3 at Banská Belá, 14 - reservoir on the right bank of Beliansky potok brook (opposite the setting pit of ore mines), V - setting pit, 15 - water from setting pit ore mines, A - tresholds (limite) for drinking water.

procesov na hydrotermálne premenené horniny s rozptýlenou rudnou mineralizáciou. Antropogénna kontaminácia vyvolaná ťažbou šobovského kremenca je nízka.

Kontamináciu pôdy a dnových sedimentov ťažkými kovmi v oblasti na SV od Banskej Štiavnice - v porovnaní s limitnými hodnotami rizikových látok v pôde - vo väčšine lokalít spôsobuje Pb a Ag a na jednej až dvoch lokalitách As, Cu a Zn. Koncentrácia ďalších prvkov sa pohybuje okolo referenčných hodnôt.

Veľmi intenzívna je kontaminácia pôdy na alúviu a dnových sedimentoch Štiavnického potoka. Koncentrácia As, Cd, Pb, Cu, Zn a Ag presahuje limitné hodnoty asanácie pôdy. Pb túto hodnotu prekračuje 2-krát až 4-krát a Ag 100-krát, ako je priemerná hodnota pre pôdu. Obsah Hg a Cr sa pohybuje okolo referenčných hodnôt.

Nadlimitný obsah sme zistili aj vo vode z potokov, studní, prameňov a z rezervoára. Koncentrácia Cd, Pb, Fe a Mn je oveľa vyššia ako medzná hodnota týchto prvkov pre pitnú vodu. To vyžaduje pravidelný monitoring, podrobnejší výskum znečistenia vody toxickými prvkami a v prípade potreby aj nápravné opatrenia.

V území s takou vysokou kontamináciou pôdy a dnových sedimentov, ktorá poukazuje na ich asanáciu, je nevyhnutné urýchlene podrobne zmapovať rozsah poškodeného územia a rozhodnúť o spôsobe nápravy. Taká silne kontaminovaná pôda nie je vhodná na pestovanie rastlín na konzumáciu, ani ako trávnatý porast na seno či ako potravu pre zvieratá. V týchto oblastiach by sa aj hygienická služba mala zamerať na kontrolu ťažkých kovov v rastlinách a v ich častiach, ktoré sa konzumujú, ako aj na sledovanie divorastúcich rastlín používaných ako krmivo pre domáce zvieratá.

Z výskumu vychodí, že kontamináciu ťažkými kovmi pôdy a vody nespôsobila len baňská činnosť, ale aj zvetrávanie hydrotermálne premenených hornín s obsahom sulfidov. Z tohto hľadiska sa vyžaduje rozšíriť environmentálny výskum nielen na širšiu oblasť Banskej Štiavnice a Štiavnické vrchy, ale na celú stredoslovenskú oblasť, kde je hydrotermálne premenených hornín okolo 790 km$^3$ (Forgáč, 1987). Takéto horniny sú na povrchu na ploche okolo 243 km$^2$ a môžu priamo znečisťovať pôdu a vody. Rozšírenejšie sú pod povrchom (okolo 549 km$^2$) a môžu zvyšovať obsah toxických kovov v spodnej vode, ktorá nimi prechádza. Pri strednodobom zvetrávaní, ktoré tu

prebieha, sa uvoľňujú toxické prvky a prechádzajú do vody (do hĺbky niekoľko 100 m a v porušených zónach až vyše 1000 m; Čurlík a Forgáč, 1983). Rovnako pokladáme za potrebné popri koncentrácii toxických prvkov sledovať aj formy výskytu a ich väzbu v sledovaných vzorkách študovaného prostredia.

## Literatúra


Bowen, H. J. M. 1979: Environmental chemistry of the elements. *Academic Press London, New York, Toronto, Sydney, San Francisco.*

Československá státní norma pitná voda - ČSN 75 7111, schválená 5.1.1989.

Čurlík, J. & Forgáč, J. 1983: Prejavy sírnokyslého zvetrávania a jeho hĺbkové zmeny vo vulkanických horninách pohoria Vtáčnik. *Geol. Práce, Spr., 79, 197 - 217.*

Čurlík, J., Forgáč, J., Harman, M. & Horváth, I. 1991: Argilitizácia vplyvom kyslých descendenčných roztokov v Dekýši (Štiavnické vrchy). *Mineralia slov., 23, 145 - 154.*

Forgáč, J. 1967: Die Entfärbung der Gesteine und deren Zerfall im Erzevier von Banská Štiavnica. *Geol. Práce, Spr., 42, 103 - 118.*

Forgáč, J. 1987: Geochémia a genéza hydrotermálne premenených vulkanických hornín na strednom Slovensku. *Geol. Práce, Spr., 86, 39 - 72.*

Holub, Z. & Banásová, V. 1985: Prispôsobovanie rastlín v podmienkach intoxikácie pôdy ťažkými kovmi. XXI. *TOP, Počúvadlo, 142 - 155.*

Holub, Z., Banásová, V. & Križáni, I. 1991: Vplyv acidifikácie pôdy na rastlinstvo v oblasti ťažby hydrokvarcitu (Šobov). Geológia a životné prostredie. *Zbor. prednášok GÚ SAV a STV Banská Bystrica, 114 - 121.*

Koděra, M. & Kováčik, J. 1968: Bazálne súvrstvie III. andezitovej fázy v oblasti Banskej Štiavnice. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 13, 91 - 116.*

Polák, S. 1960: Záverečná správa a výpočet zásob Banská Štiavnica, Šobov - kremence. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Smernice Ministerstva pôdohospodárstva Slovenskej republiky o najvyšších prípustných hodnotách škodlivých látok v pôde a o určení organizácií oprávnených zisťovať skutočné hodnoty týchto látok. *Vest. Min. pôdohosp., roč. XXVI, jan. 1994.*

Križáni, I., Jeleň, S. & Háber, M. 1994: Rezistentné a sekundárne minerály historických depónií v štiavnickom rudnom poli - environmentálne a technologické aspekty. *Mineralógie, geochémie a životní prostředí. Ostrava - Poruba 28. - 30. června 1994) 99 - 100.*


# Occurrence of toxic elements in the Banská Štiavnica area (Central Slovakia)

Štiavnické vrchy Mts. and broader surrounding of Banská Štiavnica town are well known by many centuries running mining activities and ore reworking. These activities were accompained by mechanical redistribution of heaps and tailing materials downwards their slopes but mostly to the alluvial plains. Weathering of this material caused deliberation of chemical elements and their mobilisation into water. As a consequence, increasing concentration of chemical elements in water, but due to sorption also in the bottom and stream sediments, have been found.

This contribution deals with the study of the chemical elements (As, Ag, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, Li, Mn, Pb, and Zn) distribution in the different sampling media: soils, stream and bottom sediments, stream- well- and spring water and water in reservoirs.

The results show that soil and stream sediments are polluted by As, Cd, Pb, Cu, Zn and Ag (Tab. 3, Fig. 7 to 9). Due to weathering some chemical elements are leached to water. In several samples of surface water were found the high concentrations of Cd, Pb, Fe and Mn, level of which, has crossed tresholds values for drinking water (Tab. 3, Fig. 7 to 9).

The anomalous concentrations of elements are mostly anthropogenic in the nature and connected with the mining an ore reworking activities but also with the weathering of excavated materials with sulphidic content (for instance open pit quartzites exploitated at Šobov, Fig. 1). Only locally occurring high concentrations (anomalous) of the elements of geochemical nature are connected with the dispersion halos around the ore structures or hydrotermally altered and pyritized rocks.

*Mineralia Slovaca, 27 (1995), 57 - 63*

# Sulfidické rudy s neviditeľným zlatom na Slovensku

PETER ANDRÁŠ a MILAN RAGAN
Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

*(Doručené 26. 7. 1994)*

**Sulphide ores with invisible gold in Slovakia (Western Carpathians)**

Fine-grained gold-bearing arsenopyrite and pyrite are the most significant gold carriers of invisible gold in Western Carpathians. Mössbauer study of $^{197}Au$ proved the existence of three types of gold state in samples from various deposits: gold-bearing sulphidic minerals from deposit Pezinok contain exclusively gold in a chemically bound state with isomer shift values of IS = 3.25 $mm.s^{-1}$ to 3.62 $mm.s^{-1}$, while for Dúbrava deposit is typical the presence of combined gold states, both metallic gold and the chemically bound gold in arsenopyrite (IS = 0.45 and +3.54 $mm.s^{-1}$); the sample from Jasenie deposit gives shift value data IS = -0.97 $mm.s^{-1}$ metallic gold. There are several other deposits with perspective of exploitation and utilization of gold-bearing sulphidic ores with both chemically bound and metallic gold.

**Key words:** invisible gold, secondary gold, Mössbauer spectroscopy, arsenopyrite, pyrite, Western Carpathians, Slovakia

## Neviditeľné Au

Au v geologických podmienkach reprezentuje najčastejšie elementárne (metalické) Au alebo intermetalická zliatina - elektrum, príp. tvorí vlastné minerály a pevné roztoky. Vstupuje však aj do viacerých sulfidov, najmä do arzenopyritu, pyritu a minerálov tetraedritovo-tennantitového radu (Cabri et al., 1989). V uvedených zlatonosných sulfidických mineráloch často nemožno Au identifikovať ani opticky, ani za pomoci elektrónovej mikroskopie, hoci jeho obsah v študovaných mineráloch dosahuje tisícky ppm. Už Haycock (1937) konštatoval, že úprava takýchto rúd jemným mletím a bežnými technologickými postupmi nevedie k požadovanému cieľu, pretože Au z nich nepodlieha kyanizácii. K podobným názorom pri výrobe syntetického zlatonosného pyritu dospel aj Kurauti a Maslenitsky (in Boyle, 1979) a označujú ho ako ťažko spracovateľné alebo neviditeľné Au.

Boyle (1979) vyslovil náhľad, že podobne ako v niektorých sírnikoch Ag (argentite, freibergite a argyrodite), v ktorých môže Au izomorfne zamieňať Ag, aj na ložiskách zlatonosných sulfidov je podstatná časť Au zvyčajne rozptýlená v mriežke pyritu a arzenopyritu ako štruktúrne viazaná a len jeho menšiu časť tvorí voľné viditeľné Au.

Francúzska škola (Cabri et al., 1989; Catelineau et al., 1989; Chryssoulis a Cabri, 1990) je v terminológii opatrnejšia a na rozdiel od anglosaskej a nemeckej literatúry (napr. Wagner et al., 1986; Friedl et al., 1991) uprednostňuje termín nemetalické či chemicky viazané Au.

Západné Karpaty sa vyznačujú hojnými výskytmi zlatonosných sulfidických rúd. Treba spomenúť aspoň Pezinok v Malých Karpatoch, Dúbravu (obr. 1a) a Jasenie (obr. 1b) v Nízkych Tatrách, Mládzovo a Uderinú (obr. 1c) vo veporiku (Maťo a Maťová, 1993), rudné pole Leander v Dobšinej v oblasti gemerika (obr. 1d) či rudné pole Betliar - Poproč - Zlatá Idka.

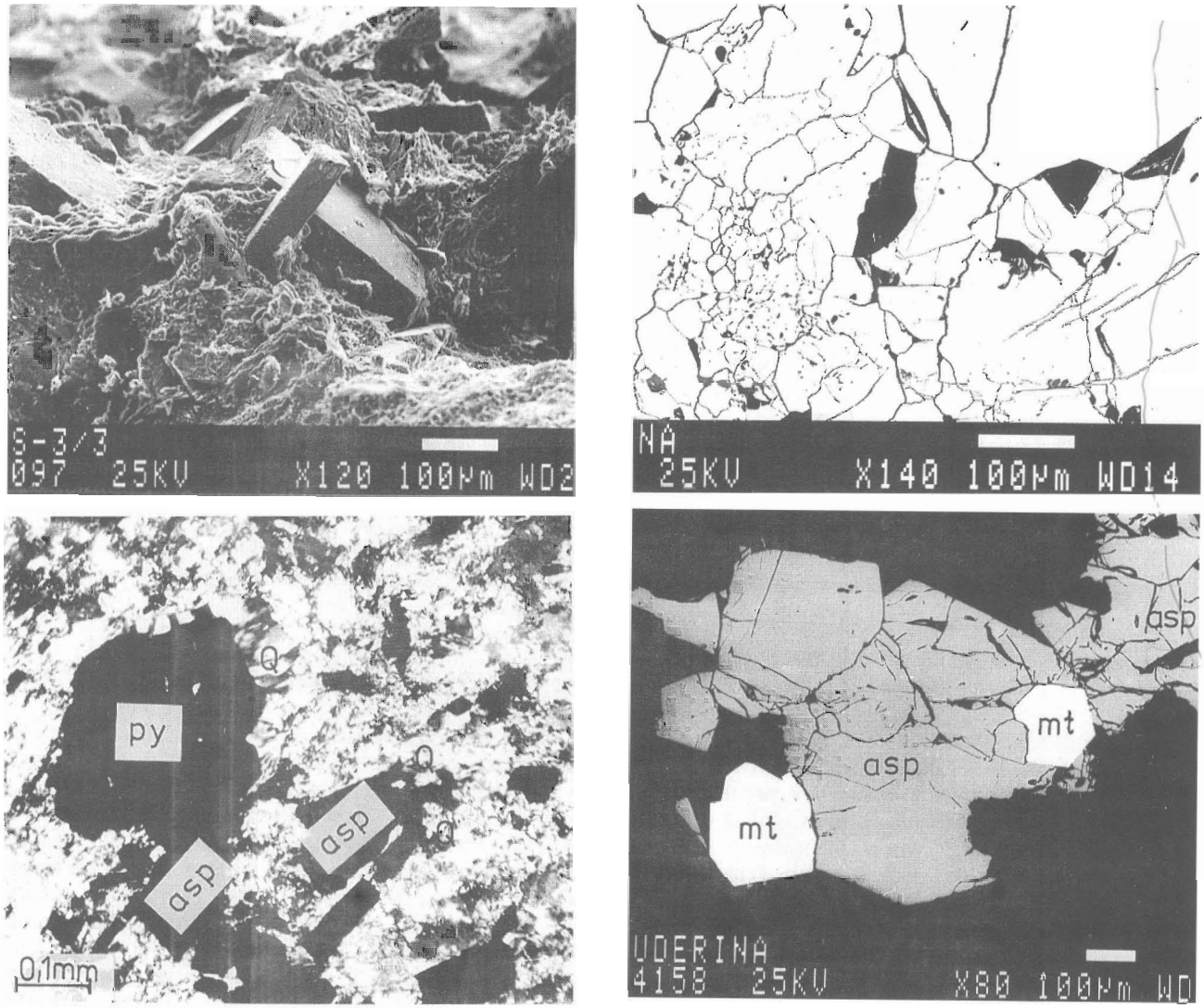
## Väzba Au na sulfidické minerály

Obsah Au v arzenopyrite a v pyrite je veľmi rozdielny. Spravidla kolíše od desiatok po stovky $g.t^{-1}$, napr. v ložisku Pezinok a Dobšiná (Andráš et al., 1988, 1993a, b; Rozložník, 1979), v stovkách až tisíckach $g.t^{-1}$ v ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách (Chovan et al., 1987; Sachan a Chovan, 1991), po tisícky $g.t^{-1}$ (ložisko Le Châtelet a Villeranges; Cathelineau et al., 1989; Boiron et al., 1989) či v ložisku Fairview v barbertonskom rudnom poli (Juhoafrická republika; Swash, 1988).

Spôsob chemickej väzby neviditeľného Au v pyrite a arzenopyrite nebol dlho známy. O možnosti vstupovania Au priamo do mriežky zlatonosných minerálov uvažoval v širších súvislostiach už Boyle (1979). Fleming et al. (1986) predpokladajú, že zóny pyritu obohatené o As obsahujú Au izomorfne viazané v mriežke, pričom jeho významnými nositeľmi môžu byť submikroskopické inklúzie arzenopyritu. Korobuškin (1970) opísal z niektorých kazašských ložísk dve formy vystupovania Au v pyrite a v arzenopyrite: 1. v katiónovej forme, pričom Au izomorfne zamieňa Fe, a b) v aniónovej forme, ak Au pre blízky iónový polomer Au (1,44 Å) a As (1,39 Å) zamieňa As.

Boyle (1979) uvádza, že v pyrite a arzenopyrite tvorí každý atóm Fe kovalentnú väzbu so šiestimi atómami S v rohoch bezmála pravidelného oktaédra. Najmä v mriežke arzenopyritu sa zistil aj istý stupeň kovalentnej väzby Fe - Fe. Iónový polomer Fe je pri kovalentnej väzbe v pyrite 1,23 Å a pri Au v aurostibite, ktorý má podobnú štruktúru ako pyrit, 1,40 Å. Rovnako pri kovalentnej väzbe As a Au je iónový polomer veľmi blízky (As = 1,39 Å a Au = 1,40 Å).

Korobuškin (1970), Cathelineau et al. (1989) a Boiron et al. (1989) pokladajú za najpravdepodobnejšiu izo-



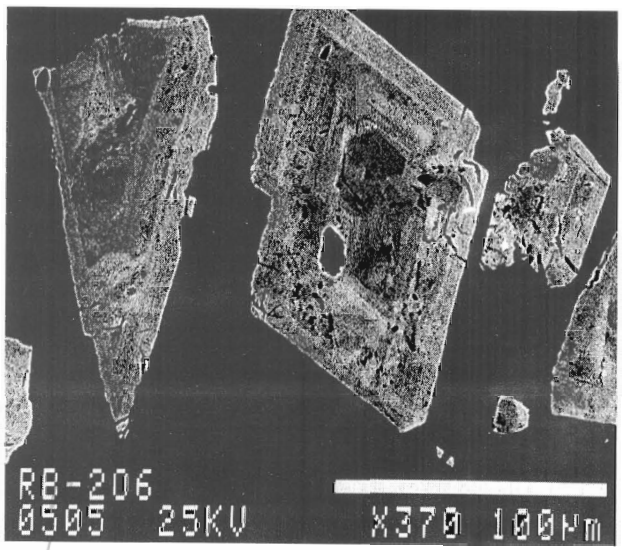

Obr. 1. Zlatonosná sulfidická mineralizácia. a - idiomorfné arzenopyritové kryštály z ložiska Dúbrava na lomovej ploche vzorky, b - hrubozrnný kataklázovaný arzenopyrit z ložiska Jasenie, c - arzenopyritovo(asp)-pyritová (py) mineralizácia v alterovanom sericitickom matrixe z ložiska Dobšiná - rudné pole Leander; okolo rudných minerálov je zreteľný lem tlakového kremeňa (Q), d - idiomorfné zlatonosné arzenopyrity v paragenéze s magnetitom z ložiska Uderiná-Mládzovo (asp)-arzenopyrit, (mt)-magnetit.

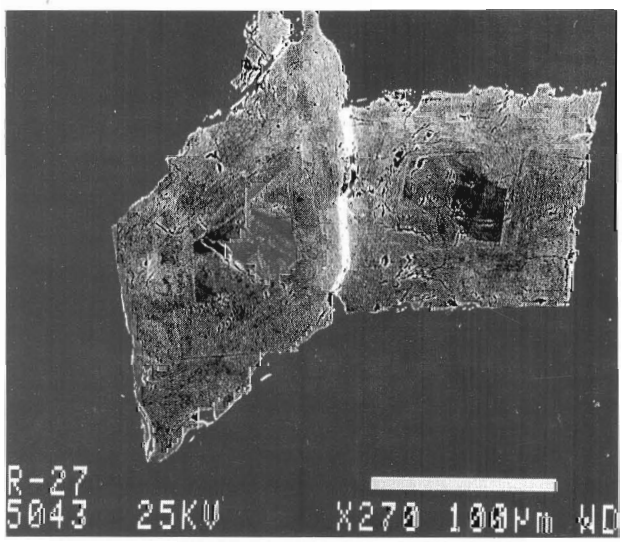
Fig. 1. Gold-bearing sulphidic mineralization. a - morphology of euhedral arsenopyrite crystals from Dúbrava deposit, b - cataclastic coarse grained arsenopyrite from Jasenie deposit, c - arsenopyrite(asp)-pyrite(py)mineralization in sericitic matrix from Dobšiná deposit (ore district Leander) with rim of pressure quartz around grains of ore minerals, d - euhedral arsenopyrites (asp) and magnetite (mt) in quartz (dark) from deposit Uderiná-Mládzovo.

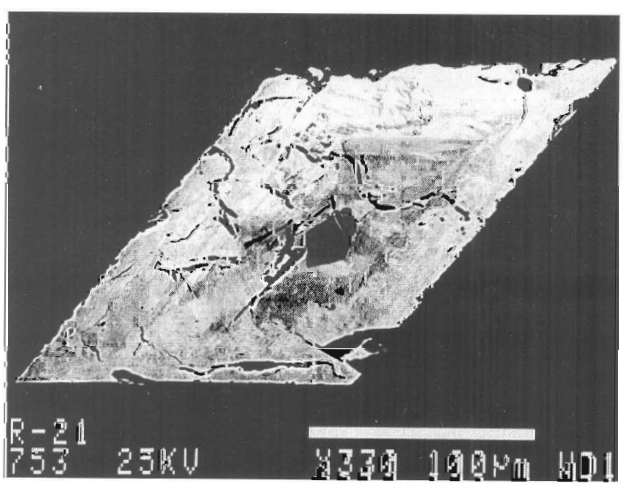
morfnú väzbu Au - Fe, ale nevylučujú ani existenciu neznámej Au - As fázy v arzenopyrite vo forme inklúzií. Na rozdiel od nich Johan et al. (1989) a Marcoux et al. (1989) podľa korelačných vzťahov Au, Sb, Fe, As a S v arzenopyrite z ložiska Villeranges a Chatelet predpokladajú vystupovanie $Au^{(III)}$ a $Sb^{(III)}$ spolu s prebytkom As na pozíciách atómov Fe podľa schémy 2 As (Fe) → (Au, Sb) + (Fe), kde As(Fe) = As na pozíciách Fe.

## Podmienky kryštalizácie zlatonosných sulfidických minerálov

Au sa spravidla akumuluje v drobnozrnných idiomorfných kryštáloch arzenopyritu a pyritu obohatených o Sb. Pre takéto zrudnenia je typická impregnačná textúra (obr. 1a, c) a zlatonosné sulfidické minerály bývajú charakteristické výraznou nehomogenitou, ktorú spôsobuje nerovnomerná distribúcia Sb a As. Au sa akumuluje prevažne v rastových zónach kryštálov obohatených o As (Harris, 1990; Marion et al., 1991). Veľmi zreteľne sa tento trend prejavuje napríklad vo francúzskych ložiskách Villeranges, Le Châtelet a Marche-Cambrailles (Marion et al., 1991a; Cathelineau et al., 1989; Harris, 1990), v Kanade na ložisku Elmtree, v Transvalsku na ložisku Sheba (Cabri et al., 1989) a v slovenských ložiskách Pezinok a Dúbrava (Andráš et al., 1993a, b). Obsah Au tu rastie od jadra po okraje arzenopyritových a pyritových zŕn (obr. 2a, b). Podobnú situáciu možno analogicky očakávať aj na ďalších ložiskách (napríklad Vyšná Boca; obr. 2c). Súvisí to s postupným oboha-

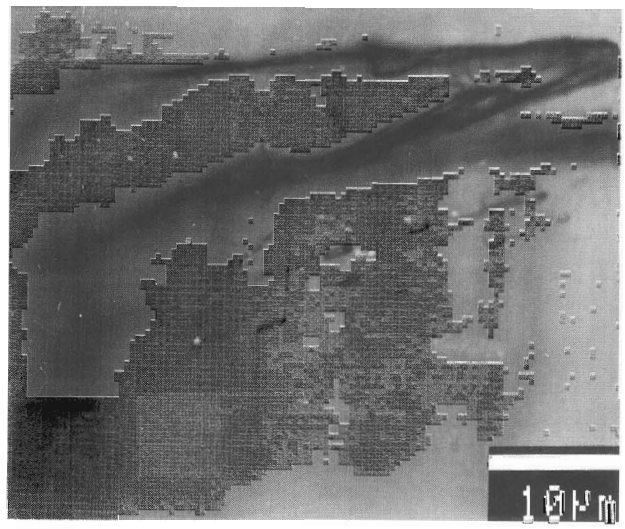



Obr. 2. Zlatonosné arzenopyrity s výraznou nehomogénnosťou chemického zloženia z ložísk. a - Pezinok, b - Dúbrava, c - Vyšná Boca.

Fig. 2. Backscattered electron image of gold-bearing arsenopyrite grains with strong inhomogenity from deposits. a - Pezinok, b - Dúbrava, c - Vyšná Boca.




Obr. 3. Fluidné inklúzie v čiernom kremeni z ložiska Pezinok-Kolársky vrch parageneticky sprevádzajúcom zlatonosnú sulfidickú mineralizáciu.

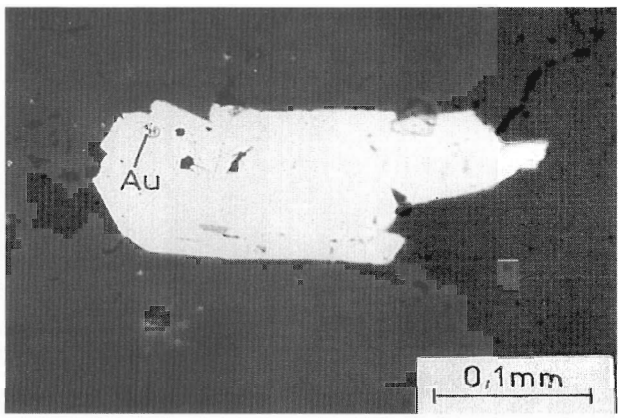
Fig. 3. Fluid-inclusions in black quartz of gold-bearing mineralization from Pezinok-Kolársky vrch deposit.

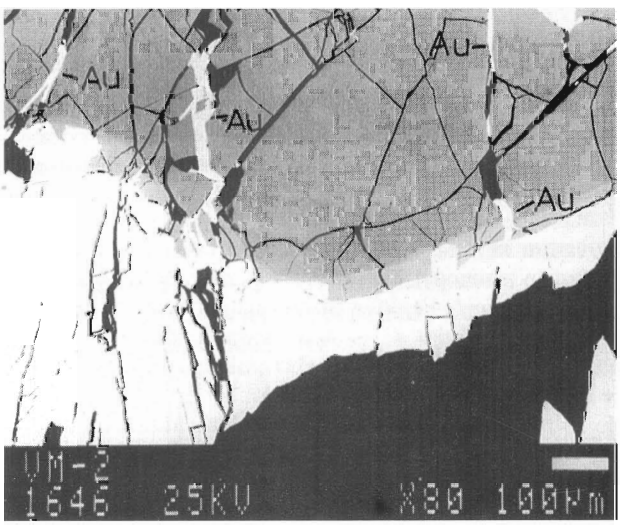
covaním kryštálov o As a s poklesom obsahu Sb a S. V týchto arzenopyritoch je Au v pozitívnej korelácii k As a v negatívnej k Fe, kým Sb vykazuje pozitívnu koreláciu so S a negatívnu s As. Au vstupuje do sulfidických minerálov v štádiu výrazného poklesu obsahu Sb a S v rudonosných roztokoch. Kritická hodnota tohto poklesu je v rozličných ložiskách rozdielna, ale, ako uvádza Cathelineau et al. (1989), v rámci jedného ložiska približne konštatná. Na druhej strane Cabri et al. (1989) a Marcoux et al. (1989) upozorňujú na to, že časti zlatonosných kryštálov arzenopyritu a pyritu s najvyšším obsahom As nie sú vždy nositeľmi najvyššieho obsahu Au. Marion et al. (1991a) uvádzajú, že sa Au neprecipitovalo vždy súčasne s kryštalizáciou sulfidických minerálov, ale niekedy mohlo do nich preniknúť aj následnou difúziou.

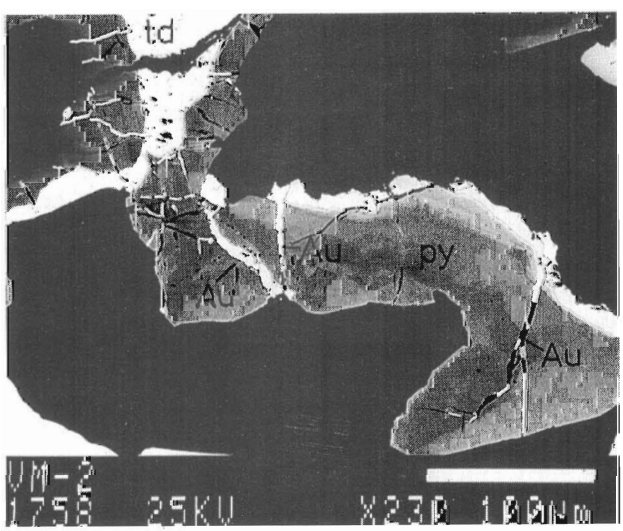
Podľa Cathelineaua et al. (1989) zlatonosný arzenopyrit zvyčajne kryštalizuje z roztokov s nízkou $f_{O_2}$, nízkym pH a pri relatívne nižšej teplote (170 - 250 °C). Súčasna precipitácia As a Au je závislá od lokálnych fyzikálno-chemických podmienok kontrolujúcich vznik sulfidickej mineralizácie, ale predovšetkým od stability Au - Au komplexov vo vzťahu k aktivite Sb komplexov a $f_{S2}$. Výrazné obohatenie jednotlivých častí minerálov o Au a As svedčí o zmenách v rudotvorných roztokoch počas precipitácie rúd.

Arzenopyrit a pyrit s homogénnym chemickým zložením a bez prímesi Sb spravidla nie sú zlatonosné (napr. mladšia generácia arzenopyritu ložiska Pezinok) alebo ak obsahujú Au, ide o metalické Au, a nie o Au viazané v mriežke sulfidov. Takýmto arzenopyritom je pravdepodobne aj zlatonosný arzenopyrit z lokality Mládzovo - Uderiná. Minoriadne rozdielny obsah Au (0,05 - 500 $g.t^{-1}$) pri paralelnom stanovení z tej istej vzorky naznačuje, že Au v arzenopyrite vystupuje pravdepodobne vo forme zlatiniek.

Termometrické štúdiá mineralizácie arzenopyritu a py-




Obr. 4. Sekundárne metalické zlato (Au). a - na diakláze zlatonosného arzenopyritu z ložiska Pezinok - Limbach, b - na diaklázach silne zonálneho pyritu z Hnúšte, c - na diaklázach zonálneho pyritu (py) a tetraedritu (td) z Kokavy.

Fig. 4. Secondary metallic gold (Au). a - in craze of gold-bearing arsenopyrite from Pezinok deposit, b - as a fissures occupation of strongly zonal pyrite from Hnúšťa deposit, c - as a fissures filling of zonal pyrite (py), and tetrahedrite (td) from Kokava deposit.

ritu bohatých na Au, v ktorých obsah Au kolíše priemerne v tisíckach $g.t^{-1}$, ukazuje, že kryštalizovala z fluida zloženia $H_2O$ - NaCl vyznačujúceho sa nízkou salinitou (2 - 4 váhové ekv. % NaCl) pri teplote 200 ± 50 °C). Pre arzenopyrit a pyrit chudobné na Au je charakteristická kryštalizácia pri vyššej teplote (300 - 500 °C; Boiron, 1987; Boiron et al., 1989). Takúto teplotu kryštalizácie kremeňa parageneticky spätého so zlatonosnou sulfidickou mineralizáciou s pomerne nízkym obsahom Au (do 250 $g.t^{-1}$) potvrdilo termometrické štúdium fluidných uzavrenín (obr. 3) aj z ložiska Pezinok (Dubaj, nepublikované údaje).

## Problematika sekundárneho Au

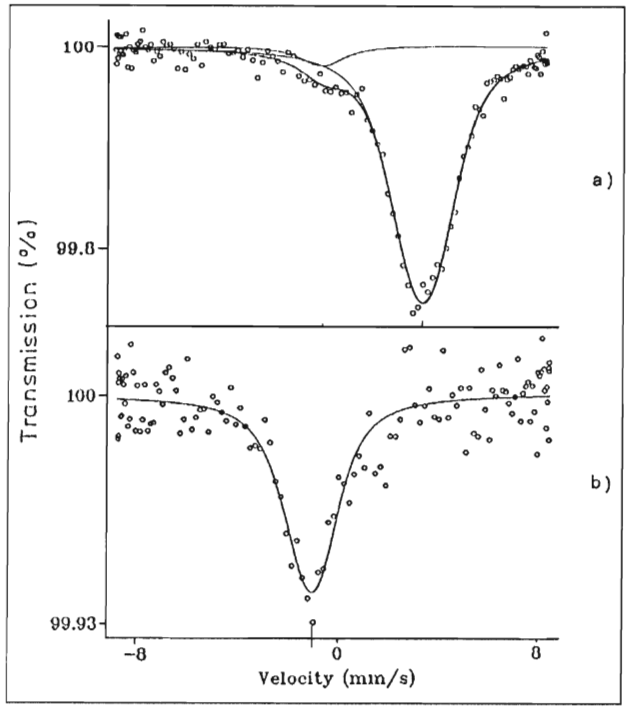
Bürg (1930, 1935) na ložisku Bradisor v Rumunsku zistil, že ak sa zlatonosný pyrit s neviditeľným Au zahreje vo vákuu na 600 °C a ak sa uvoľnené sírne výpary odstránia, pyrit sa mení na pyrotín a Au sa mení na viditeľné. Ak sa S neodstraňuje, Au s ňou vstupuje do nerovnako stabilných sírnikov. Razin a Roškov (1963, 1966) zistili, že sa pri oxidácii sulfidických minerálov Au z nich uvoľňuje v elementárnej forme. Aj Boyle (1979) uvádza, že značná časť viditeľného Au v sulfidických mineráloch je sekundárneho pôvodu. Takéto Au volá Polák a Rak (1979) aj „mladé".

Už Döll (1899) upozornil na to, že časť Au ložiska Pezinok - Staré Mesto nevznikla súčasne s kremeňom, ale „ako je to často na uhorských ložiskách ..., in situ z pyritu". Polák a Rak (1979) uvádzajú, že Au zo zlato-kremenného zrudnenia je hypergénneho pôvodu a pochádza z kremenno-sulfidických žíl. Podobne András et al. (1993) predpokladajú, že viditeľné Au (elektrum) tu mohlo vzniknúť uvoľnením Au a Ag zo staršej sulfidickej mineralizácie, z mriežky zlatonosných minerálov (arzenopyritu a pyritu). Tento predpoklad potvrdzuje nález elementárneho Au v trhline arzenopyritového zrna z Pezinka-Starého Mesta (obr. 4a), hoci vzhľadom na značnú blízkosť zlato-kremennej mineralizácie nemožno vylúčiť, že toto Au je mladšie a do kaverny v arzenopyrite preniklo po diaklázach dodatočne (András et al., 1993).

Pyrity so sekundárnym Au z ložiska Le Châtelet (Francúzsko) opisuje aj Marion et al. (1991b), Fleming et al. (1986) z ložiska Porgera (Nová Guinea), Schreiber et al. (1990) z ložiska Pataz (Peru). Hojné sú aj v našich ložiskách, napr. v Hnúšti (obr. 4b) a v Kokave (obr. 4c).

## Štúdium neviditeľného Au

Klasický spôsob výskumu s využitím optickej mikroskopie, transmisnej elektrónovej mikroskopie či rtg mikroanalyzátora neumožňuje identifikovať neviditeľné Au a študovať zákonitosti jeho distribúcie. Za ojedinelý úspech možno pokladať výskum Auberta et al. (1964) na ložisku Le Châtelet vo Francúzsku a Swasha (1988) na ložisku Fairview v Juhoafrickej republike, kde sa im pomocou rtg mikroanalyzátora podarilo rozlíšiť v arzenopyrite a pyrite zóny obohatené o Au. V ich prípadoch však boli zlatonosné sulfidické minerály na Au mimoriadne bohaté: obsahovali tisícky $gt^{-1}$, ba lokálne až percentá Au.




Obr. 5. Mössbauerovské spektrá $^{179}$Au v zlatonosnom arzenopyrite z ložísk. a - Dúbrava, b - Jasenie.

Fig. 5. Mössbauer $^{179}$Au spectra of gold-bearing arsenopyrites from. a - Dúbrava, b - Jasenie deposit.

Chryssoulis a Cabri (1989) uvádzajú ako detekčný limit na kvantitatívnu analýzu Au pre rtg elektrónovú mikroanalýzu 200 gt$^{-1}$, pre protónovú mikroanalýzu 20 g.t$^{-1}$ a pre iónovú mikroanalýzu 0,3 gt$^{-1}$. Cabri et al. (1991) zistili, že údaje získané protónovým a iónovým mikroanalyzátorom nie sú jednoznačne porovnateľné a za optimálnu metódu štúdia distribúcie nízkeho obsahu Au a neviditeľného Au považujú iónovú laserovú mikroanalýzu. Je to deštrukčná analytická metóda, pri ktorej sa postupne analyzujú hlbšie položené vrstvy kryštálovej štruktúry, a tak na povrchu vzorky vznikajú krátery s priemerom cca 150 μm.

Najjednoduchším a najspoľahlivejším spôsobom zisťovania formy vystupovania Au je mössbauerovská spektroskopia. Jej stručnú charakteristiku uvádza Andráš et al. (1993a). Sledované parametre $^{197}$Au udáva spektrum, ktoré charakterizujú hodnoty relatívnej transmisie v percentách a izomérny posun IS v mm.s$^{-1}$ (Wagner et al., 1986). Izomérny posun IS určuje väzbu Au v študovanom preparáte. Hodnota -1,22 až +0,68 mm.s$^{-1}$ zodpovedá koncovým členom Au-Ag radu, t.j. metalickému Au a jeho zliatinám s Ag, kým interval IS = +3,2 až 3,7 mm.s$^{-1}$ patrí chemicky viazanému Au v arzenopyrite. Au viazané v pyrite tvorí podľa Friedla et al. (1991) širší interval hodnôt od +2,5 do 4,0 mm.s$^{-1}$. Známe sú aj spektrá $^{197}$Au v aurostibite, maldonite, criddleite, uytenbogaardite, v teluridoch Au: calaverite, krennerite, sylvanite, kostovite, montbrayite, nagyagite a petzite, v Ag-Au selenide fischesserite a v niektorých ďalších mineráloch Au. V súčasnosti sa medza stanoviteľnosti pohybuje v závislosti od charakteru študovaného materiálu okolo 20 gt$^{-1}$ Au.

Početné výskyty sulfidickej mineralizácie s neviditeľným Au sú zo Západných Karpát známe už niekoľko storočí, ale údaje o väzbe Au v jednotlivých sulfidoch doteraz chýbajú. Dosiaľ sa detailnejšie za pomoci mösbauerovskej spektroskopie študovali len vzorky z dvoch oblastí v Malých Karpatoch, a to z ložiska Pezinok a Trojárová (Andráš et al., 1993), a v Nízkych Tatrách z ložiska Dúbrava a Jasenie.

Mössbauerovské spektrá Au v študovaných vzorkách z ložiska Pezinok tvoria jednoduché línie s hodnotou IS $^{197}$Au 3,25 až 3,62 mm.s$^{-1}$, čím sa potvrdilo, že sa v arzenopyrite Au viaže štruktúrne (Andráš et al., 1993a). Iná je situácia v ložisku Dúbrava, kde mössbauerovské spektrá vykazujú dve hodnoty IS: prvú (menej výraznú) v oblasti 0,45 mm.s$^{-1}$, ktorá zodpovedá metalickému Au, a druhú (podstatne výraznejšiu) v oblasti +3,54 mm.s$^{-1}$ (obr. 5a). Hodnoty IS sú vo vzorkách arzenopyritov z ložiska Jasenie jednoznačne posunuté až do oblasti metalického Au: IS = -0,97 mm.s$^{-1}$ (obr. 5b).

Z ďalších analytických možností štúdia distribúcie neviditeľného Au v sulfidických mineráloch treba spomenúť aspoň protónový mikroanalyzátor (PIXE), ktorého využitie na tento cieľ opísal Cabri et al. (1985), Remond et al. (1987) a Sie et al. (1987), a iónový mikroanalyzátor (SIMS), pomocou ktorého získal prvé výsledky Chryssoulis et al. (1987, 1989), Chryssoulis (1989) a Cabri et al. (1990).

## Perspektívy získavania Au z rúd s neviditeľným Au (Diskusia)

Rudy s neviditeľným Au sa v Západných Karpatoch viažu predovšetkým na Sb, Au formáciu. Presné informácie o tom, či ide o Au štruktúrne viazané v mriežke, ako sa to potvrdilo na ložisku Pezinok, alebo o submikroskopické metalické Au zistené v ložisku Jasenie, príp. o kombináciu obidvoch typov, známu z ložiska Dúbrava, nie sú z ostatných ložísk doteraz k dispozícii.

Prognózne zdroje Au v rude s neviditeľným Au ložiska Pezinok sa odhadujú na 6 t (Böhmer a Knésl, 1987). Zrudnenie so zlatonosným arzenopyritom a pyritom obsahuje v priemere 5 gt$^{-1}$ Au. Z Dúbravy sa udáva obsah Au 0,3 gt$^{-1}$ v žilovine s vyššou koncentráciou v úsekoch kryštalických bridlíc, kým prognóznu zásobu udáva Chovan et al. (1987) a Böhmer a Knésl (1987) na asi 3 t. Podobnú arzenopyritovú mineralizáciu z Vyšnej Boce v Nízkych Tatrách opísal Stankovič a Siman (1992). V rudnom obvode Slovenského rudohoria sa študovaný typ Au zrudnenia vyskytuje v rudnej zóne Betliar - Poproč - Zlatá Idka. Podľa Pecha (1987) obsah Au v tunajších antimónových žilách nepresahuje 2 gt$^{-1}$. Z ostatných ložísk tohto obvodu majú význam najmä Slovinky, kde sa Au viaže na kremenno-sulfidickú etapu mineralizácie a v rámci nej hlavne na arzenopyrit a pyrit (jeho obsah v rudách sa pohybuje okolo 0,3 gt$^{-1}$; Pecho, 1987; Antal, 1987). Pecho (1987) uvádza výskyt kremenno-sulfidických žíl so zlatonosnými sulfidmi (s obsahom Au v rude 0,35 gt$^{-1}$) aj

z oblasti Čučmy. Obsah zlata v žilovine lokálne dosahuje desiatky $gt^{-1}$ (v žile Jozef, Gabriela a Klement 10 - 20 $gt^{-1}$). Celkove prognóznu hodnotu Slovenského rudohoria odhaduje Böhmer a Knésl (1987) na 18 t Au, z čoho 14 t pripadá na Sb, Au formáciu a 4 t na Cu-Au formáciu.

Vysoká cena drahých kovov a vyčerpanosť klasických typov Au zrudnenia vedú k úvahám o možnosti využiť početné výskyty zlatonosných sulfidických rúd v Západných Karpatoch ako potenciálny zdroj drahých kovov. Údaje o tomto type zrudnení nateraz neumožňujú vysloviť predpoklad, ktoré zo spomenutých výskytov a ložísk by mohli byť v budúcnosti ekonomicky perspektívne. Prvé výsledky štúdia zlatonosných sulfidických zrudnení však vykazujú porovnateľné zákonitosti s podobnými zrudneniami opísanými vo svetovej literatúre.

## Literatúra


Andráš, P., Caňo, F., Nagy, G. & Ďurža, O. 1988: Gold-bearing arsenopyrite of the Pezinok antimonite deposit. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 1, 87 - 98.*

Andráš, P., Ragan, M., Wagner, F., Friedl, J. & Hrnčárová, M. 1993a: Využitie Mössbauerovskej spektroskopie pri štúdiu „neviditeľného" zlata na ložisku Pezinok-Kolársky vrch. *Mineralia slov., 25, 51 - 54.*

Andráš, P., Križáni, I. & Ragan, M. 1993b: Mineralogické aspekty spracovania zlatonosných rúd na ložisku Pezinok-Kolársky vrch. *Uhlí-Rudy, 41, 2, 48 - 51.*

Antal, B. 1987: Vystupovanie mikroskopického zlata na ložisku Slovinky. *In: Zlato v Západných Karpatoch, jeho geochémia, mineralógia, metalogenéza, ložiská. GÚDŠ, Bratislava, 165 - 166.*

Aubert, G., Duong, P. K. & Geffroy, J. 1964: Sur la localisation de l´or dans le mineral du Chatelet (Creuse). *Bull. Soc. Géol. France (Paris), 87, 623 - 624.*

Boyle, R. W. 1979: The geochemistry of gold and its deposits. *Bull. Geol. Surv. Canada, 280, 584.*

Böhmer, M. & Knésl, J. 1987: Hlavné metalogenetické typy Au zrudnenia v Západných Karpatoch. *In: Zlato v Západných Karpatoch, jeho geochémia, mineralógia, metalogenéza, ložiská. GÚDŠ, Bratislava, 11 - 16.*

Bürg, G. H. 1930: Die Sichtbarmachung des feinverteilen Goldes in goldhoffigen Erzen und ihre wirtschaftliche Bedeutung. *Metall u. Erz (Halle), 27, 333 - 338.*

Bürg, G. 1935: Natur des in den Pyriten nichtsichtbar enthaltenen Goldes. *Zeits. prakt. Geol. 43.*

Boiron, M. Ch. 1987: Minéralisation á Au, As, Sb altérations hydrothermales et fluides associés dans le bassin de Villeranges (Combrailles, Massif Central Francais). *Nancy Univ. Geol. Geochim. Uranium Mem. 15, 350.*

Boiron, M. Ch., Cathelineau, M. & Trescades, J. 1989: Conditions of gold-bearing arsenopyrite crystallization in the Villeranges Basin, Marche-Combrailles Shear Zone, France. A Mineralogical and Fluid Inclusions Study. *Econ. Geol., 84, 1340 - 1362.*

Cabri, L. J., Campbell, J. I., Laflamme, J. H. G., Leigh, R. G., Maxwell, J. A. & Scott, J. D. 1985: Proton-microprobe analysis of trace elements in sulfides from some massive-sulfide deposits. *Canad. Mineralogist, 23, 133 - 148.*

Cabri, L. J., Chryssoulis, S. L., De Villiers, J. P. R., Baflamme, J. H. G. & Buseck, P. R. 1989: The nature of "invisible" gold in arsenopyrite. *Canad. Mineralogist, 27, 3, 353 - 362.*

Cabri, L. J. 1990: Ion and proton microprobe analyses for gold in arsenian pyrite. *International conf. on nuclear microprobe technol. and applic., Melbourne, Australia, 6.*

Cabri, L. J., Chryssoulis, S. L., Campbell, J. L. & Teesdale, W. J. 1991: Comparison of in-situ gold analysis in arsenian pyrite. *Applied Geochemistry 6, 225 - 230.*

Cathelineau, M., Boiron, M. C., Holliger, P., Marion, P. & Denis, M. 1989: Gold-rich arsenopyrites: crystalchemistry, gold location and state, physical and chemical conditions of crystallization. *In: R. Keays, R. Ramsay, D. Groves (Eds.): The Geology of Gold Deposits. The Perspective in 1988. Econ. Geol., 328 - 341.*

Döll, E. 1899: Das gold von Bösing. Verh. des Vereins f. Natur- u. Heilkunde zu Pressburg. *Jhr. 1897 - 1898 (Bratislava), 43.*

Fleming, A. W., Handley, G. A., Williams, K. L., Hills, A. L. & Corbet, G. J. 1986: The Porgera gold deposit, Papua New Guinea. *Econ. Geol. (Lancaster, Pa.), 81, 660 - 680.*

Friedl, J., Wagner, F. E., Sawicki, J. A., Harris, D. C., Mandarino, J. A. & Marion, Ph. 1991: $^{197}Au$, $^{57}Fe$ and $^{121}Sb$ Mössbauer study of gold minerals and ores. *Hyp. Int., 69, 945 - 948.*

Harris, D. C. 1990: The mineralogy of gold and its relevance to gold recoveries. *Mineral. Depos., 25 (Suppl), 3 - 7.*

Haycock, M. H. 1937: The role of the microscope in the study of gold ores. *Canad. Inst. Mining Metall. Bulletin, 83 - 94.*

Chovan, M., Michálek, J. & Arvensis, M. 1987: Distribúcia zlata na ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách. In: Zlato v Západných Karpatoch, jeho geochémia, mineralógia, metalogenéza, ložiská. *GÚDŠ, Bratislava, 65 - 69.*

Chryssoulis, S. L., Cabri, L. J. & Salter, R. S. 1987: Direct determination of invisible gold in refractory sulphide ores. *Proc. of the Int. Sym. on Gold Metallurgy (Eds.: R. S. Salter, D. M. Wyslouzil & G. W. McDonald), Winnipeg, 1., Proc. of the Metall. Soc. of the Can. Inst. Mining Metall., 235 - 244.*

Chryssoulis, S. L. 1989: Ion Probe microanalysis of gold in sulphides and implications for enhanced gold recovery from refractory ores Surface Science Western. *Univ. of Western Ontario, CANMET contract report 79037-01-55.*

Chryssoulis, S. L., Cabri, L. J. & Lennard, W. 1989: Calibration of the ion microprobe for quantitative trace precious metal analysis of ore minerals. *Econ. Geol., 84, 1684 - 1689.*

Chryssoulis, S. L. & Cabri, L. J. 1990: Significance of gold mineralogical balances in mineral processing. *C 1 - C 10.*

Johan, Z., Marcoux, E. & Bonnemaison, M. 1989: Arsenopyrite aurifére mode de substitution de Au dans la structure de FeAsS. C. R. *Acad. Sci. Paris, Ser. II, 308, 185 - 191.*

Korobuškin, I. M. 1970: Ob forme vystuplenja tonkodisperznogo zolota v pyrite i arzenopyrite. *Miner. Dokl. Akad. Nauk SSSR, 192, 5, 1121 - 1122.*

Marcoux, E., Bonnemaison, M., Braux, Ch. & Johan, Z. 1989: Distribution de Au, Sb, As and Fe dans l´arsénopyrite aurifére du Chatelet et du Villeranges (Creuse, Massif Central francais). *C. R. Acad. Sci., Paris, II., 308, 293 - 300.*

Marion, P., Monroy, M., Holliger, P., Boiron, M. C., Cathelineau, Wagner, F. E. & Friedl, J. 1991a: Gold-bearing pyrites. A combined ion microprobe and Mössbauer spectrometry approach. Source, Transport and Deposition of Metals. *Pagel & Leroy (Eds.): Balkema, Rotterdam, 677 - 680.*

Marion, P., Monroy, M., Mustin, C. & Berthelin, J. 1991b: Effect of auriferous sulfide minerals structure and composition on their bacterial weathering. Source, Transport and Deposition of Metals. *Pagel & Leroy (Eds.): Balkema, Rotterdam, 561 - 564.*

Maťo, L. & Maťová, V. 1993: Zlatá mineralizácia strižných zón pri Uderinej, jz. časť veporického kryštalinika, stredné Slovensko. *Mineralia slov., 25, 5, 327 - 340.*

Pecho, J. 1987: Niekoľko novších údajov o výskyte zlata v Gemeridách. In: Zlato v Západných Karpatoch, jeho geochémia, mineralógia, metalogenéza, ložiská. *GÚDŠ, Bratislava, 81 - 85.*

Polák, S. & Rak, D. 1979: Zlato v antimonitovom ložisku v Pezinku. *Mineralia slov., 11, 6, 553 - 554.*

Razin, L. V. & Roškov, I. S. 1963: K geochimii zolota v kore vyvetrivania i biosfere provincii mnogoletej merzloty na Aldanskom Štite. *Trudy Jakut. Fil. Sib., Otdel., Ser. geol., 16, 5 - 11.*

Razin, L. V. & Roškov, I. S. 1966: Geochimia zolota v kore vyvetrivania zolotorudnych mestorožděnij Kuranachskogo tipa. *Izd. Nauka, Moskva, 1 - 75.*

Rozložník, L. 1979: Výskyt stratiformných rúd zlata a striebra v bývalom banskom poli Leander pri Dobšinej. *In: Zlato v Západných Karpatoch, jeho geochémia, mineralógia, metalogenéza, ložiská. GÚDŠ, Bratislava, 55 - 63.*

Remond, G., Cesborn, F., Traxel, K., Campbell, J. L. & Cabri, L. J. 1987: Electron microprobe analysis and proton induced X-ray spectro-

metry applied to trace element analysis in sulfides. Problems and prospects. *Scanning Microscopy 1, 3, 1017 - 1037.*

Sachan, H. K. & Chovan, M. 1991: Thermometry of arsenopyrite-pyrite mineralization in the Dúbrava Antimony Deposit (Western Carpathians). *Geologica carpath., 42, 5, 265 - 269.*

Schreiber, D. W., Fontboté, L. & Lochmann, D. 1990: Geologic setting, paragenesis, and physicochemistry of gold quartz veins hosted by plutonic rocks in the Pataz region. *Econ. Geol., 85, 1328 - 1347.*

Sie, S. H., Ryan, C. G., Cousins, D. R. & Griffin, W. L. 1987: Ion beam analysis in mineral exploration and processing. Proceedings of the 5th Australian Inst. *Nuclear Science and Engng. conference of Nuclear Techniques of Analysis.*

Stankovič, J. & Siman, P. 1992: Zonálny Sb-arzenopyrit z Vyšnej Boce v Nízkych Tatrách. *Mineralia slov., 24, 161 - 162.*

Swash, P. M. 1988: A mineralogical investigation of refractory gold ores and their benefication with special reference to arsenical ores. *J. South African Inst. Mining Metall., 88, 5, 173 - 180.*

Wagner, F. E., Marion, Ph. & Regnard, J. R. 1986: Mössbauer study of the chemical state of gold in gold ores. Gold 100, *Internat. Conf. on Gold, Proc. 2, Extractive metallurgy of gold, 435 - 444.*

## Sulphide ores with invisible gold in Slovakia (Western Carpathians)

Arsenopyrite and pyrite constitutes the main gold-bearing sulphidic minerals in various hydrothermal Western Carpathian deposits: Pezinok, Dúbrava, Jasenie, Vyšná Boca, Mládzovo, Uderiná, Dobšiná, etc. (Fig. 1 a - d). However arsenopyrite and pyrite crystals exhibit heterogenous gold contents covering a wide range from a few ppm to more than 500 ppm. Concentrations of gold in pyrite are not as large as in arsenopyrite. The Mössbauer spectroscopy shows different gold-state in sulphides from various deposits. It indicates that gold does not occur only as a native gold (Mládzovo, Uderiná and Jasenie deposits, Fig. 5b) but also very often (e. g. in Dúbrava deposit) in a combined state (both as a Au-As bound and native, Fig. 5a) or as a chemically bound ("invisible" gold) in Pezinok deposit.

Gold-bearing minerals with chemically bound gold from Pezinok, Dúbrava, Vyšná Boca and Dobšiná deposits show chemical zoning with a progressive enrichment from core to margin in As (Fig. 2a - c). The first results indicate that gold in sulphidic minerals is heterogeneously distributed and is preferentially concentrated within As-rich zones of arsenopyrite and pyrite. These As-rich zones create predominantly the crystal rims, whereas their cores are Sb-enriched and content only the minor part of gold. Gold-bearing sulphides are Fe-poor, what can be according to Johan et al. (1989) explained by the substitution of Fe by Au in the lattice. The incorporation of Au and Sb becomes possible due to the substitution mechanism $2As\ (Fe) \rightleftharpoons (Au, Sb) + Fe$, where As(Fe) is As on the Fe site. The existence of $Fe^{(III)}$ in non-polar state in the arsenopyrite crystal structure explain the $As^{(III)} \rightleftharpoons Fe^{(III)}$ substitution and implies that Au and Sb replacing iron in arsenopyrite are in the $Au^{(III)}$ and $Sb^{(III)}$ state. This hypothesis is compatible with IS data observed for gold-bearing arsenopyrites on Mössbauer spectra.

Primary deposition of "invisible" chemically bound gold from the sulphidic minerals is often owing to metamorphism or weathering processes relieved from the crystal lattice and precipitated in metallic state towards fractures and voids within the sulphides (Fig. 4a - c) (e. g. in Hnúšťa and Kokava deposits). Remobilization of gold eventually continues to grain margins and sometimes ultimately out of the host sulphide crystals to be repreciated to gangue minerals and creates younger independent gold-quartz vein mineralizations as in the Pezinok - Limbach deposit.

In the area of Western Carpathians there are many occurrences and deposits of Au-Fe sulphidic ores with "invisible" gold and there is a change for their exploitation and economic utilization.

*Mineralia Slovaca, 27 (1995), 64 - 66*

# Vplyv oxidácie arzenopyritového koncentrátu na výťažnosť následného lúhovania Au

MÁRIA KUŠNIEROVÁ
Ústav geotechniky SAV, Watsonova 45, 043 53 Košice

*(Doručené 26.5.1994)*

**Effects of biooxidation on gold recovery by thiourea leaching**

The work reported here shows the positive influence of the biooxidation-biodegradation of the crystal lattice of sulphides on the thiourea leaching of gold from an arsenopyrite-pyrite concentrate. Physical processing of the original as well as of the biologically processed concentrate favourably influenced gold recovery.

## Úvod

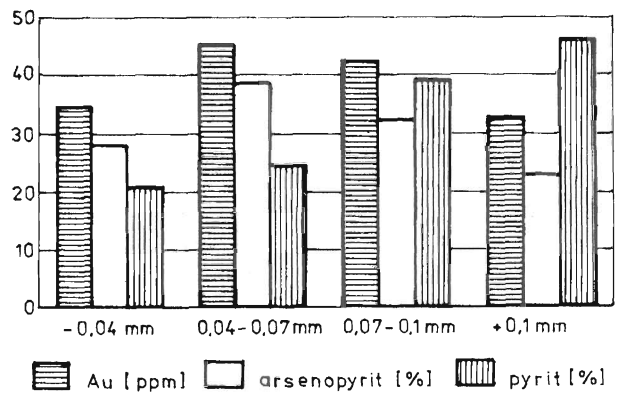
Au je kov s komplexom unikátnych vlastností, aké nemá nijaký iný prvok. Významná je aj jeho ekonomická funkcia ako menového ekvivalentu. Au sa pre svoje výnimočné fyzikálno-chemické vlastnosti aj v súčasnosti javí ako nenahraditeľný kov v mnohých oblastiach priemyselnej výroby, najmä pri vývoji generačne nových výrobkov v elektronike. Aj preto sa výskum sústreďuje na formy výskytu a metódy jeho získavania. Stredný obsah Au v zemskej kôre je $5.10^{-7}$ % (Si = 28,15 %). Au je rozptýlené nerovnomerne a vytvára rozličné typy ložísk, na ktorých sa jeho koncentrácia zvyšuje až $2.10^3$-násobne na stredný obsah 0,001 %. Za hlavný zdroj Au sa pokladajú rudy rýdzeho Au, primárne oxidické, sekundárne rozsypové a polymetalické rudy. Časť Au vystupuje ako prímes v sulfidoch ťažkých kovov - v arzenopyrite a pyrite. Tie sa využívajú až po značnom znížení zásob z dostupnejších zdrojov, pretože práve tieto zdroje sú ťažkoúpravitelné. Táto charakteristika úzko súvisí s formami výskytu Au v nosných mineráloch. Doterajšie výskumy jednoznačne potvrdzujú, že istá časť Au v pyrite je takmer vždy v heterogénnej forme, vytvára emulzné uzavreniny, zvyčajne pozdĺž rastových zón na hraniciach blokov (1). V arzenopyritoch je Au zväčša v submikroskopickej forme. Au sa nachádza v trhlinách, rozptýlené v deformáciách mriežky, príp. na rozhraní zŕn. Časť Au v sulfidoch je výsledkom izomorfie, t. j. priameho (príp. sekundárneho) zastupovania stavebného prvku Au, alebo homeomorfie (2). Zložitosť postupov získavania Au z arzenopyritu a pyritu spočíva v jeho uzavretí v kryštalickej mriežke nosných minerálov. Priamym lúhovaním takýchto zlatonosných arzenopyritovo-pyritových koncentrátov možno získať 3 - 30 % Au podľa toho, či sa vyskytuje aj vo forme zlatiniek. Na efektívne získavanie Au (často aj Ag) je preto nevyhnutná deštrukcia kryštalickej mriežky nosného minerálu, ktorou sa tieto prvky sprístupňujú lúhovaciemu činidlu. Klasickou a veľmi účinnou metódou deštrukcie mriežky sulfidov je termický rozklad, ktorý nastáva pri oxidačnom pražení. Pri arzenopyrite a pyrite je zdrojom ekologicky nežiadúcich exhalátov s obsahom $SO_2$ a As, pričom sa do odplynov strháva v malej miere aj Au. Tieto nevýhody, ako aj ekonomickú náročnosť alternatívnych ekologicky prijateľných metód, akou je napr. tlaková oxidácia, by bolo možno eliminovať aplikáciou biologických metód v úlohe biodeštrukčných postupov v kryštalickej mriežke nosných minerálov.

Cieľom nášho experimentálneho štúdia bolo zistiť kvalitatívne zmeny pevnej fázy ako výsledok aplikácie intenzifikačnej biodeštrukcie a jej vplyv na výťažnosť Au v následnom procese tiomočovinového lúhovania priemyselného arzenopyritovo-pyritového koncentrátu z Pezinka.

## Materiál a metódy

### *Tuhá fáza*

V experimentoch sme pracovali s reálnym zlatonosným koncentrátom z ložiska Pezinok. V koncentráte bolo 41,5 % pyritu, 31,7 % arzenopyritu, 2,2 % antimonitu a 18,4 % tvorili minerály sprievodnej horniny (obr. 2). Priemerný obsah Au v koncentráte bol 35,1 $g.t^{-1}$, pričom sa preukázala jeho výrazná korelácia s obsahom arzenopyritu (obr. 1). Tento fakt bol určujúcim pri výbere vhodného kremeňa baktérií Thiobacillus ferrooxidans (TF) so schopnosťou selektívnej adhézie na arzenopyrit.




Obr. 1. Obsah v zrnitostných triedach koncentrátu.
Fig. 1. Content of pyrite, arsenopyrite and gold in grain size classes of the concentrate.

*Kvapalná fáza*

Kvapalnú fázu v experimentoch biochemickej degradácie tvorilo živné médium 9K bez obsahu $Fe^{2+}$ (4) s hodnotou pH 1,5.

V experimentoch následného lúhovania Au ju tvorili kyslé roztoky tiomočoviny s prímesou oxidačného činidla $Fe_2(SO_4)_3.9H_2O$ v rozličnej koncentrácii.

*Biofáza*

Biofázu tvorila bakteriálna kultúra Thiobacillus ferrooxidans izolovaná z banskej vody uhoľného ložiska s obsahom arzenopyritu a pyritu. Bakteriálny kmeň sa dlhodobo fyziologicky adaptoval na arzenopyritovom substráte na úroveň rezistencie voči koncentrácii 10 - 13 $g.l^{-1}$ As a hustote minerálnej suspenzie 20 % (5).

*Biodegradácie*

Biodegradácia sa realizovala vsádzkovo pri hustote suspenzie 20 % za použitia kultúry TF adaptovanej na lúhovanom substráte v troch časovo odlišných úsekoch.

Stupeň porušenia kryštalickej mriežky sulfidov sa hodnotil rtg difrakčnými meraniami pôvodného substrátu a opracovaných substrátov.

Zmeny substrátov v dôsledku biodegradácie štruktúry sa hodnotili na základe zmien integrálnych intenzít difrakčných línií pyritu a arzenopyritu (tab. 1).

Tab. 1

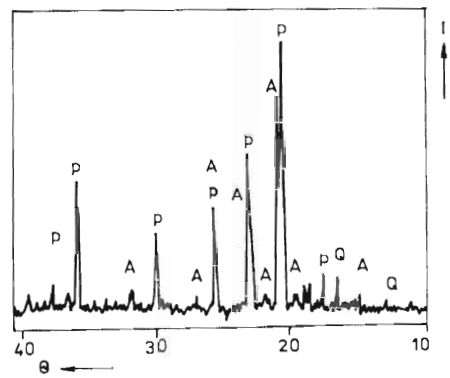
| Čas biode štrukcie (dni) | Zvyškový obsah kryštal. fázy | | % odbúr. štrukt. sulfidov | Označenie vzorky |
|---|---|---|---|---|
| | pyritu | arzenopyritu | | |
| 0 | 1 X | 1 Y | 0 | Z |
| 14 | 0,96 X(96 %) | 0,86 Y (86 %) | 8,2 | B-1 |
| 60 | 0,61 X(61 %) | 0,32 Y (92 %) | 51,5 | B-2 |
| 120 | 0,36 X(36 %) | 0,18 Y (18 %) | 80,04 | B-3 |

Obsah Au vo výluhoch aj koncentráte sa stanovil metódou štandardného prídavku za využitia atómovej adsorpčnej spektroskopie.

## Výsledky a diskusia

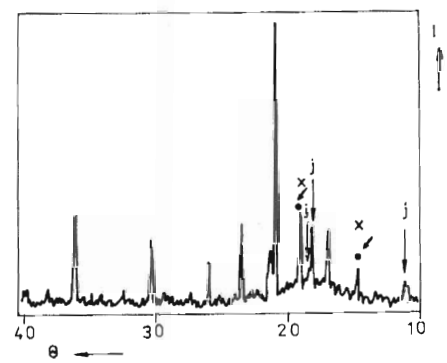
*Kvalitatívne zmeny tuhej fázy*

Pri bakteriálnej oxidácii mikroorganizmami TF sa uplatňovalo priame atakovanie kryštalickej mriežky sulfidov tým, že baktérie oxidovali ióny $Fe^{2+}$ na $Fe^{3+}$, čo viedlo k radikálnym kvalitatívnym premenám a k postupnému odbúravaniu kryštalickej štruktúry sulfidov. Na oxidácii sa následne nepriamo zúčastňovali aj produkty bakteriálnej oxidácie, a to hlavne $Fe_2(SO_4)_3$. Časť uvoľneného Au, As a Fe sa pretransportovala do roztoku. Pri zmene podmienok v lúhovanom systéme vznikli nové amorfné zlúčeniny, čo dokumentuje amorfné halo v rozpätí uhlov 14 - 22° a kryštalických zlúčenín na báze arzeničných solí (obr. 3), hlavne




Obr. 2. Rtg záznam pôvodnej vzorky koncentrátu. P - pyrit, A - arzenopyrit, Q - kremeň.

Fig. 2. The X-ray pattern from the original sample of concentrate. P - pyrite, A - arsenopyrite, Q - quartz.




Obr. 3. Rtg záznam biologicky zoxidovaného koncentrátu (B-3). x - $Cu_2AsO_4(OH)$/4-657;(ASTM), $PbAl_3AsO_4SO_4(OH)_6$/6-380), j - jarosit.

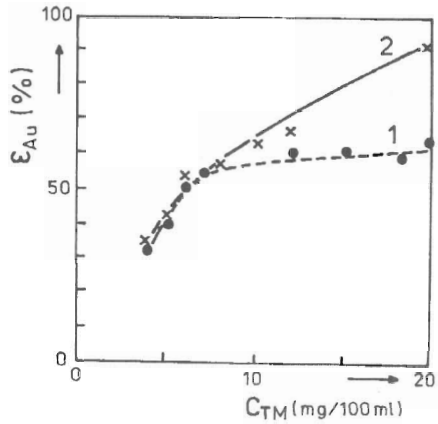
Fig. 3. The X-ray pattern of biologically oxidized concentrate B-3. x - $Cu_2AsO_4(OH)$/4-657;(ASTM), $PbAl_3AsO_4SO_4(OH)_6$/6-380), j - jarosite.

jarositu $KFe_3(SO_4)OH_6$ (ASTM/22-827/). Zo štúdia biotransformačných premien minerálov tvoriacich skúmaný koncentrát sme zistili, že sa arzenopyrit v dôsledku bio-oxidačných dejov rozkladá a okrem jarositu z neho vzniká aj akermanit, angelelit, basalnit a rombická S. Z pyritu okrem jarositu, ktorý je majoritný, vzniká aj akermanit a z antimonitu kermezit, valentinit, oncratoit, elementárna S a Sb.

*Vzťah porušenia kryštalickej štruktúry sulfidov a výťažnosti Au*

Priamym lúhovaním Au zo skúmaného koncentrátu tiomočovinou alebo kyanidom sa dosiahla maximálne 4 % výťažnosť Au. Ďalšie zvýšenie výťažnosti predpokladalo zásah do štruktúry. Na zistenie závislosti koncentrácie lúhovacieho činidla a výťažnosti zlata sa vybral lúženec so 60 % porušením štruktúry sulfidov. Dosiahnutá maximálna výťažnosť Au bola iba 66 % (obr. 4, krivka 1).

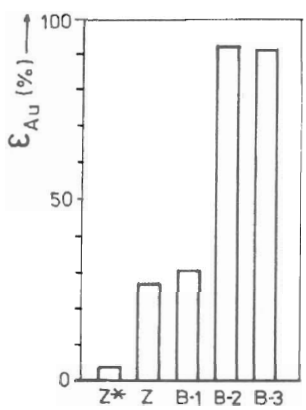
Získané výsledky potvrdili pozitívny vplyv biodegradácie mriežky sulfidov, ale maximálna výťažnosť nebola cca 90 %, aká sa podľa publikovaných výsledkov dosiahnutých na principiálne podobných substrátoch (6) očakávala. Výsledok




Obr. 4. Vzťah koncentrácie tiomočoviny a výťažnosti Au, vzorka B-2, 1 - bez fyzikálnej úpravy, 2 - po fyzikálnej úprave.

Fig. 4. The relationship between thiourea concentration and gold recovery for sample B-2. 1 - without physical treatment, 2 - after physical treatment.

pravdepodobne úzko súvisí s priebehom biodegradácie sulfidného zlatonosného koncentrátu, pričom prebiehajú biologické procesy, ktorých produktom je aj $Fe_2(SO_4)_3$. Ten má voči Au (7) vysokú transportnú a rozpúšťaciu schopnosť, a preto sa dá predpokladať, že časť jemnozrnného Au môžu pokryť alebo sorbovať Fe zlúčeniny vznikajúce pri bakteriálnej oxidácii (obr. 3), a tým ho sekundárne blokovať. Fyzikálnym opracovaním pôvodného materiálu sa dosiahlo zvýšenie výťažnosti Au z cca 4 na 29 %. Obdobným postupom sa na bakteriálne deštruovanom materiáli dosiahlo zvýšenie výťažnosti z cca 66 na 93 % (obr. 4, krivka 2). Vplyv biodegradácie kryštalickej mriežky sulfidov má na výťažnosť zlata výrazne pozitívny vplyv a umožňuje jej zvýšenie z 29 na 93 %. Percentová závislosť deštrukcie matrixu sulfidov má svoje maximum, ktoré je úzko späté s kvalitatívnymi parametrami spracúvaného substrátu. V našom prípade možno za optimálne pokladať cca 50 % odbúranie štruktúry sulfidov za predpokladu, že dominujúce je porušenie majoritného nosného minerálu arzenopyritu.




Obr. 5. Vzťah výťažnosti Au a spôsobu porušenia kryštalickej štruktúry, * - bez fyzikálnej úpravy, Z - pôvodná vzorka, B-1 - pozri tab. 1.

Fig. 5. Relationship between gold recovery and method of discordering of crystal structure. Z - original sample, Z - without physical treatment.

Ďalší priebeh biodegradácie z pohľadu zvýšenia výťažnosti Au nemá význam a je nežiaduci.

## Záver

Prezentované výsledky jednoznačne poukazujú na pozitívny vplyv biodegradácie kryštalickej mriežky sulfidov na tiomočovinové lúhovanie Au z ťažko upraviteľného priemyselného arzenopyritovo-pyritového koncentrátu s obsahom Au z Pezinka, ktorý sa prejavil zvýšením výťažnosti Au o 64 %.

Zistil sa pozitívny vplyv fyzikálneho opracovania pôvodného aj biologicky opracovaného koncentrátu na výťažnosť Au, ktorý umožnil zvýšenie výťažnosti Au o 29 %.

Výsledky sú v súlade s poznatkami potvrdenými už aj priemyselne aplikovanými biotechnológiami v Kanade (postup BIOTOMK-LEACH) (8), v JAR (postup BIOX) (9) a v Austrálii (BAC-TEACH) (10).

Všetky aplikované biopostupy sa kombinovali s extrakciou Au kyanidmi. Zámena lúhovacieho činidla, t. j. kyanidu za tiomočovinu, ktorú sme aj my testovali, by okrem zníženia ekologického rizika mohla priniesť aj značné úspory, lebo podľa austrálskych analýz náklady na neutralizáciu a úpravu pH z 1,5 - 2 v biooxidácii na 11 v kyanizácii predstavujú až 34 % celkových nákladov.

Perspektívu rozšírenia biologických postupov pri spracúvaní ťažkoupraviteľných arzenopyritovo-pyritových sulfidných rúd potvrdzuje ekonomická analýza, ktorú vypracoval Olivier (10) z hodnotenia kanadskej technológie Biotomk-leach (tab. 2).

Tab. 2
Náklady na oxidáciu pred kyanizáciou závodu s kapacitou 100 t/deň
Expences for oxidation before kyanization in factory with capacity 100 t per day

| Metóda oxidácie | Investičné náklady $ | % | Prev. nákl. na 1 t sur. S | Prev. nákl. + 10 % odpisy * |
|---|---|---|---|---|
| Praženie | 4 889 000 | = 100 | 55,90 | 71,19 |
| Tlak lúhovania | 7 481 000 | = 153 | 42,79 | 67,76 |
| Biolúhovanie | 3 778 000 | = 77 | 43,09 | 55,67 |

* predpokladaná lehota amortizácie 10 rokov

*Poďakovanie.* Autorka ďakuje Slovenskej grantovej agentúre pre vedu za podporu GÚ-138, v rámci ktorej bola prezentovaná práca realizovaná.

## Literatúra

Babčan, J. 1987: Základné črty fyzikálnej geochémie zlata. *In: Zlato v západných Karpatoch. GÚDŠ Bratislava.*

Gasparini, C. 1983: Mineralogy of Gold. *CIM Bull., 76, 851.*

Kušnierová, M. & Štyriaková, I. 1994: Biotransformácia minerálov. *In: Zbor. mineralógie geochémie a životní prostředí. Ostrava.*

Silverman, M. & Lungren, D. 1959: Studies on the chemoautotrophic iron bacterium F. Ferrooxidans I. Am improved medium and a harvesting procedure for securing high cell yields. J. Bacterial, 77, 642.

Kušnierová, M. et al. 1992: Bakteriálne lúhovanie arzenopyritu. *Zbor. Súčasná úpravnícka prax a biohydrometalurgia. Košice, 1990, 136 - 144.*

Sedeľnikova, G. V. 1990: Laboratórny výskum úpravy arzenopyrit antimonitovej rudy a biohydrometalurgického spracovania koncentrátu z ložiska Pezinok. *CINIGRI, Moskva.*

Razim, L. V. & Roškov, I. S. 1966: Geochimija zolota v kore vyvetrivanija zolotorudnych mestoroždenij Kuranachskogo tipa. *Moskva, Nauka, 1966.*

Olivier et al. 1987: Le traitment des minerais d'or. Ses derniers développments.

Spencer, P. A., Budden, J. R. & Barret, J. 1991: Pilot-plant bio-oxidation of gold-bearing arsenopyrite concentrates, WORL-GOLD 91'. *Cairms, 59 - 64.*

*Mineralia Slovaca, 27 (1995), 67 - 74*

# Výskyt hydrotermálnych zeolitov pri Pukanci v Štiavnických vrchoch

PETER PAUDITŠ[1], EVA ŠAMAJOVÁ[2] a JÁN TURAN[2]

[1]Katedra ložiskovej geológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Geologický ústav PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

*(Doručené 27.5.1994)*

**Occurrence of hydrothermal zeolites near Pukanec in the Štiavnické vrchy Mts. (Central Slovakia)**

At the Šafranica, near Pukanec, Central Slovakia, in the area between Brehy and Pukanec in the south-western spur of the Štiavnické vrchy Mts., new occurrences of hydrothermal zeolites have been found filling the space of fissures in Badenian andesites forming the lower structure of the Štiavnica stratovolcano. Mostly Ca-zeolites represented by laumontite, chabazite, stilbite, heulandite and mordenite were identified on the basis of the X-ray powder diffraction analysis, thermal analysis, optical properties, chemical composition and the scanning electron microscope study. Chalcedony, quartz and calcite are accessory minerals. The origin of zeolites might be associated with hydrothermal activity accompanying the Tatiar intrusive complex, which is also connected with the expressions of polymetallic and noble metal ore mineralization.

**Key words:** hydrotermal zeolites, SEM, X-ray powder diffraction, DTA, laumontite, chabazite, stilbite, heulandite, mordenite

## Úvod

V porovnaní so zvýšeným záujmom o horninotvorné zeolity sedimentárneho pôvodu ako atraktívne nerastné suroviny hospodárskeho významu sa výskytom hydrotermálnych zeolitov v dutinách a puklinách hornín a žíl v poslednom období venuje oveľa menšia pozornosť.

Výskyty hydrotermálnych zeolitov v Západných Karpatoch sa všeobecne viažu najmä na produkty neogénneho vulkanizmu a sú späté s nízkoteplotnou postvulkanickou hydrotermálnou aktivitou. Z oblasti štiavnického stratovulkánu uviedli viacerí autori z 19. a začiatku 20. stor. výskyty zeolitov v okolí Banskej Štiavnice, Banského Studenca, Kozelníka a i. (Jonas, 1822; Zipser, 1817; Zepharovich, 1894; Tóth, 1882; Vitális, 1907, in Koděra et al., 1986, 1990). Novšie údaje o výskytoch v okolí Prenčova, Sklených Teplíc, Podhoria, Dobrej Nivy a Brezín uvádza Fiala (1954), Čajková a Haramiová (1959) a Láznička (1965).

Pri terénnom výskume sa v ostatnom období ako zaujímavá z hľadiska výskytov puklinových zeolitov ukazuje oblasť medzi Brehmi a Pukancom (Pauditš, 1992). Predchádzajúce sporadické zmienky o výskyte laumontitu s chalcedónom, resp. gyrolitom v pukanskom rudnom rajóne a v jeho okolí sú v prácach Petra (in Smolka et al., 1987, 1988) a Harmana et al. (1989), o chabazite z doliny Liešna pri Brehoch sa zmieňuje Jahn (1976).

Výskyty puklinových zeolitov v tejto oblasti sme študovali na troch lokalitách: Brehy-Liešna, Brehy-Šlosberg a Pukanec-Šafranica. Mineralogicky najzaujímavejšia je pestrá zeolitová asociácia na novom výskyte v Pukanci-Šafranici, ktorá je predmetom tohto príspevku.

## Geologická pozícia výskytu

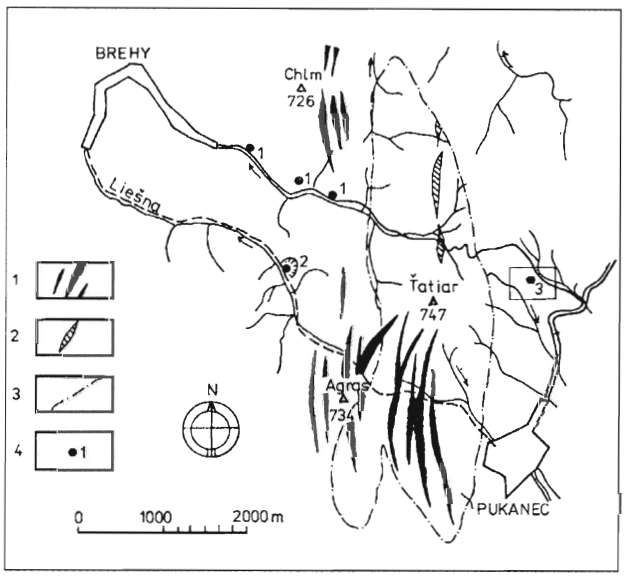
Podľa geologickej mapy oblasti v mierke 1:10 000 (Lexa in Brlay et al., 1982) je lokalita Pukanec-Šafranica situovaná do prostredia formácie spodnobádenských pyroxenických andezitov okolia Pukanca, ktoré patria do spodnej stavby štiavnického stratovulkánu. V tesnej blízkosti výskytu vystupujú aj dajky dioritových porfýrov, ktoré sú spolu s ryolitovými a kremennodioritovými porfýrmi súčasťou ťatiarskeho intruzívneho komplexu. Na tento komplex sa geneticky viaže tiež systém pukanských polymetalických a drahokovových rudných žíl (Smolka et al., 1988). Lokalizácia vyplýva z obr. 1.

Výskyt bol odkrytý zárezom cesty medzi Brehmi a Pukancom asi 500 m od odbočky vedúcej k letnému táboru Šafranica, cca 800 m na JJZ od kóty Majzíbeľ (555 m n. m.). Zeolity zastúpené laumontitom, chabazitom, stilbitom, heulanditom a mordenitom spolu s kalcitom, kremeňom a chalcedónom tvoria časté žilky a zhluky s početnými drúzovými dutinami. Veľkosť týchto zhlukov býva okolo 2 - 3 cm. Vyskytuje sa aj kryštalická kôra a povlak na stenách puklín v alterovanom andezite sivozelenej farby. Intenzita alterácie andezitu v profile odkryvu je premenlivá.

## Metódy štúdia

Pod binokulárnou lupou vyseparované zeolity sme identifikovali kombináciou viacerých metód.

Prášková rtg difrakčná analýza sa vykonala na difraktometri DRON-3 pri použití $CuK_{\alpha}$ žiarenia 30 kV, 20 mA, 3000 imp./s, T - 2,5, clona 1, 1, 0,25, celkový rozsah záznamu 4 - 80° 2 T snímaný pri rýchlosti 1°/min.




Obr. 1. Schematická mapka oblasti medzi Brehmi a Pukancom s vyznačením študovaných lokalít s výskytmi zeolitov. 1 - rudné žily, 2 - dajky ryolitov, 3 - hranica ťatiarskeho intruzívneho komplexu, 4 - študované lokality: 1 - Brehy-Šlosberg, 2 - Brehy-Liešna, 3 - Pukanec-Šafranica.

Fig. 1. Schematic map of the area between Brehy and Pukanec, showing the location of zeolite occurrences. 1 - ore veins, 2 - dikes of rhyolites, 3 - boundary of Ťatiar intrusive complex, 4 - localities under study: 1 - Brehy-Šlosberg, 2 - Brehy-Liešna, 3 - Pukanec-Šafranica.

Na štúdium termických vlastností - DTA, TGA a DTG - sa použil derivatograf MOM, typ OD-102, navážka uvedená pri derivatogramoch sa pohybovala od 300 do 600 mg. Teplotný rozsah bol 20 - 1000 °C.

Indexy svetelného lomu sa merali imerznou metódou. Merná hmotnosť sa stanovila suspenzačnou metódou v bromoforme riedenom alkoholom.

Chemické zloženie stilbitu sa stanovilo elektrónovou mikroanalýzou na prístroji JEOL JCX A 730 Super Probe pri urýchľovacom napätí 15 kV a prúde $3.10^{-9}$ A, ostatné zeolity na prístroji JEOL JX A-840 A (okrem Sr). Obsah vody sa stanovil na základe termickej analýzy alebo dopočtom do 100 % z chemických analýz.

Semikvantitatívna emisná spektrálna analýza sa vykonala na spektrografe PGS-2, zdroj PG-2, budenie 220 V.

Morfológiu, príp. vzťah spoločne sa vyskytujúcich zeolitov a sprievodných minerálov sme študovali v rastrovacom elektrónovom mikroskope na prístroji JEOL JSM 840.

## Mineralógia

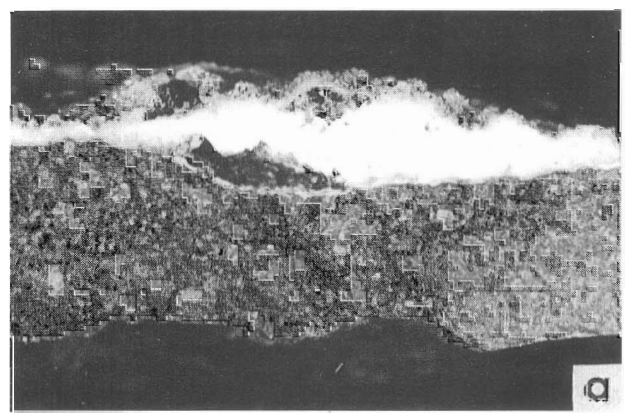
Na sledovanom výskyte Pukanec-Šafranica sme identifikovali päť minerálnych druhov predovšetkým Ca zeolitov v asociácii s kalcitom, chalcedónom, kremeňom a ojedinele s Fe oxidmi (limonitom). Chemické zloženie zeolitov je v tab. 1. Tab. 3 s výsledkami semikvantitatívnej spektrálnej analýzy poskytuje prehľad o obsahu vedľajších a stopových prvkov v zeolitoch a v tab. 2 sú hodnoty indexov lomu a mernej hmotnosti všetkých študovaných zeolitov.

Stanovené difrakčné údaje skúmaných zeolitov sa dobre zhodujú s údajmi kartotéky JCPDS (1974), a preto pri ich opise uvádzame iba súbor hlavných hodnôt medzirovinných vzdialeností d.

Laumontit - $Ca_4(Al_8Si_{16}O_{48}).16H_2O$

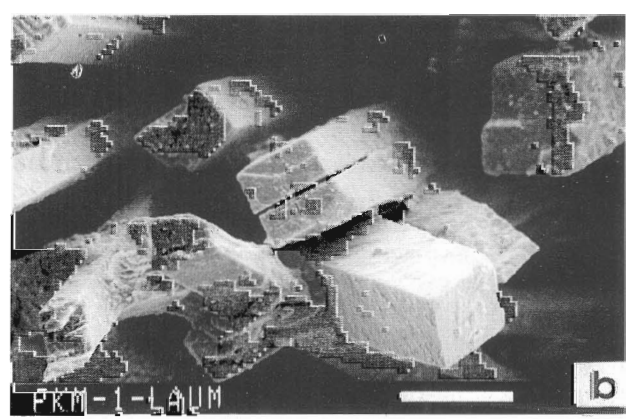
Z doterajších údajov vyplýva, že laumontit je v sledovanej oblasti najrozšírenejším zeolitom (Petr in Smolka et al., 1987, 1988; Harman et al., 1989; Pauditš, 1992). V Pukanci-Šafranici sa vyskytuje v dvoch asociáciách. V prvej vytvára 5 - 10 mm hrubú kôru zrnitých agregátov na stenách puklín v alterovanom andezite pokrytú 1 mm kôrkou s kryštálmi stilbitu (obr. 2a). Dĺžka prizmatických kryštálov laumontitu v kôre je od 1 do 15 mm a hrúbka iba okolo 0,5 mm (obr. 2b). Druhou, omnoho zriedkavejšou asociáciou je jemnozrnná zmes laumontitu s heulanditom, tvoriaca v andezite zhluky s priemerom 1 - 2 cm.

Namerané indexy lomu laumontitu (tab. 2) sú nižšie ako hodnoty laumontitu uvádzané v literatúre. Tento fakt môže súvisieť s jeho čiastočnou dehydratáciou. Všeobecne je známe, že laumontit na vzduchu stráca časť vody



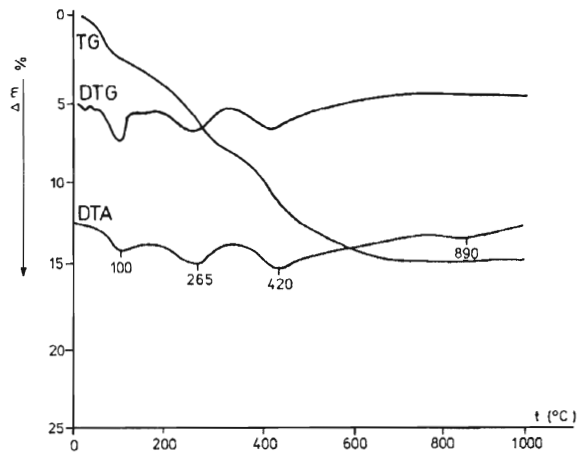

Obr. 2a. Kôra zrnitého agregátu laumontitu s tenkou kôrou kryštálov stilbitu na stene pukliny (hrúbka kôry 5 - 12 mm). Pukanec-Šafranica.

Fig. 2a. Thin crust of stilbite crystals on the surface of thick crust of laumontite on the wall of the fissure (thickness of crust of laumontite 5 - 12 mm).




Obr. 2b. Prizmatické kryštály laumontitu (mierka 100 μm).

Fig. 2b. Prismatic crystals of laumontite (scale 100 μm).




Obr. 3. DTA, DTG a TG krivky laumontitu.

Fig. 3. DTA, DTG and TG curves of laumontite.

a reverzibilne prechádza na tzv. sekundárny leonhardit, čo sa odráža aj na nižších hodnotách indexu lomu.

Práškové difrakčné dáta laumontitu vykazujú dobrú zhodu s údajmi kartotéky JCPDS (15 - 278). Hlavné difrakčné maximá laumontitu sú: 0,957 (100); 0,686 (100); 0,6193 (25); 0,5062 (45); 0,4725 (100); 0,4303 (20); 0,4175 (100); 0,3654 (65); 0,3515 (100); 0,3414 (40); 0,3351 (85); 0,3271 (90); 0,3038 (85); 0,2877 (60); 0,2578 (60); 0,2441 (65); 0,2156 (55); 0,1959 (35); 0,1824 (15); 0,1567 (30) nm.

Pri diferenčnej termickej analýze nastáva úbytok hmotnosti úmerný strate vody postupne v troch stupňoch. Na DTA krivkách (obr. 3) sa prejavili endotermické reakcie s maximom pri 100, 265 a 420 °C, čo zodpovedá údajom v literatúre (Batiašvili, 1972). Termickým štúdiom zistený obsah vody je 13,92 %.

Chemické zloženie laumontitu poukazuje na to, že vymeniteľným katiónom je hlavne Ca. Spektrálna analýza laumontitu uvádza aj zvýšený obsah Ba, Mg, Fe, Mn, Ba a Ti (tab. 3). Laumontit je zeolit s pomerne stabilným chemickým zložením, čo súvisí s usporiadaným rozložením Si a Al v štruktúre. Uvedené chemické zloženie laumontitu poukazuje na čiastočnú izomorfiu typu Ca, K, Na pri pomere Si/Al : 2,097.

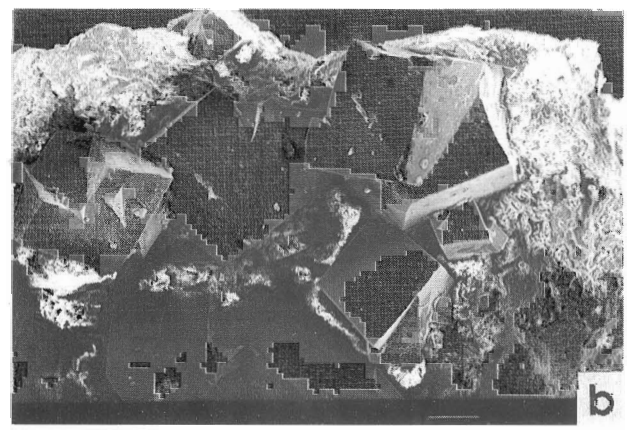
Chabazit - $Ca_2(Al_4Si_8O_{24}).12H_2O$

Chabazit vystupuje v asociácii so stilbitom v dvoch morfologických formách. Najbežnejšie sú zložité šošovkovité zrasty, tzv. fakolity (obr. 4a). Kryštály sú polopriesvitné, mliečno zakalené, s nevýrazným leskom. Sú veľké najčastejšie 2 - 3 mm, miestami až 12 mm. Druhou formou sú typické klencové kryštály a ich dvojčatné zrasty podľa 0001 (obr. 4b). Časté sú aj zložité spojky viacerých kryštálových tvarov.

Hodnoty indexov lomu chabazitu (tab. 2) zodpovedajú hodnotám uvádzaným pre žilné chabazity. Viac kremičité a na Ca chudobné variety chabazitu zo sedimentárno-vulkanogénnych útvarov mávajú nižšie indexy lomu.

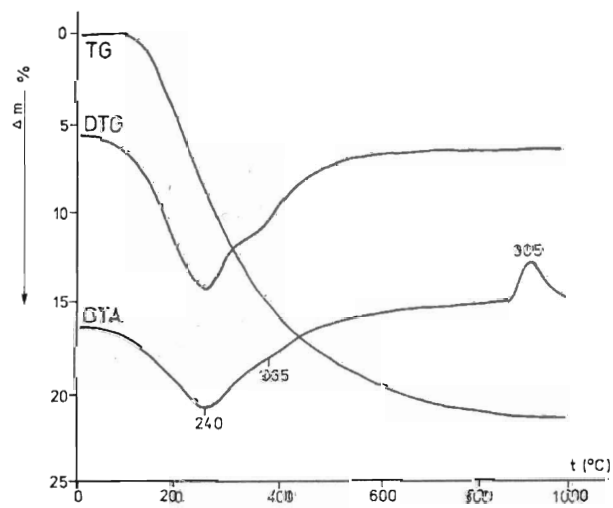
Obr. 4a. Šošovkovité zrasty kryštálov chabazitu - fakolity spolu s kryštálmi stilbitu (tmavšie) v dutine žilky v andezite (zv. 4x).

Fig. 4a. Characteristic lentil-shaped habit of chabazite crystals - „phacolites" with stilbite (dark) in the cavity of vein in andesite (magn. x4).



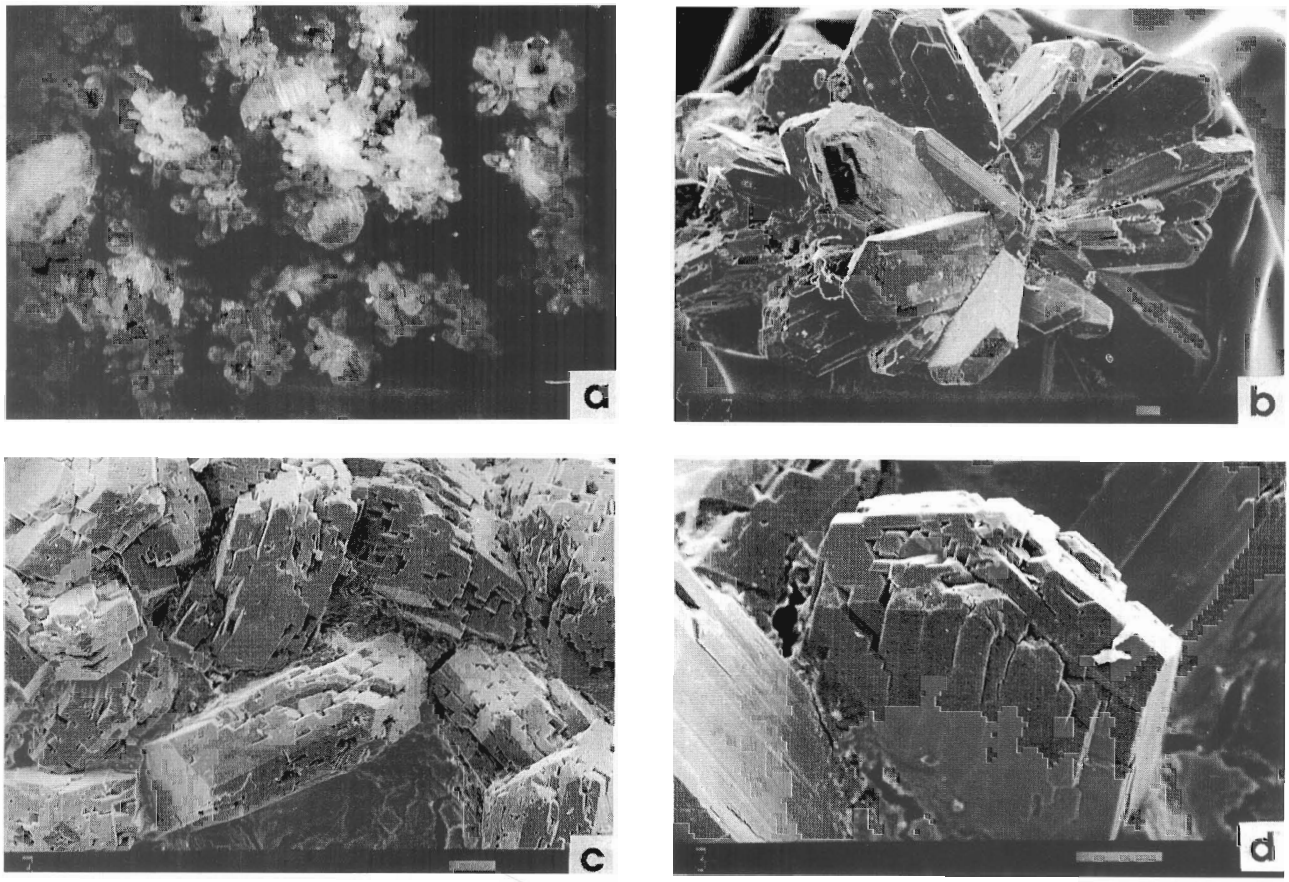

Obr. 4b. Klencové kryštály chabazitu s charakteristickým zrastaním podľa 0001 (mierka 100 μm).

Fig. 4b. Rhombohedral crystals of chabazite with a characteristic 0001 twinning (scale 100 μm).




Obr. 5. DTA, DTG a TG krivky chabazitu.

Fig. 5. DTA, DTG and TG curves of chabazite.




Obr. 6. a - Dve formy kryštálov (veľké a malé) stilbitu (zv. 7x); b - ružicovitý agregát kryštálov stilbitu (mierka 100 μm); c, d - polysyntetické zrasty kryštálov stilbitu s nedokonalým vývinom plôch (mierka 100 μm).

Fig. 6. a - Two crystal forms (large and small) of stilbite (magn. x7); b - "rose like" aggregate of stilbite crystals (scale 100 μm); c, d - polysynthetic twinning of stilbite crystals with imperfect development of crystal faces (scale 100 μm).

Výsledky práškovej difrakčnej analýzy chabazitu zodpovedajú údajom etalónu (Gottardi a Galli, 1985). Hlavné namerané hodnoty d chabazitu sú: 0,949 (100); 0,689 (80); 0, 553 (90); 0,499 (100); 0,467 (60); 0,434 (100); 0, 3866 (70); 0,3587 (100); 0,3453 (60); 0,2925 (100); 0, 2884 (100); 0, 2608 (50); 0, 2499 (60); 0,1914 (10); 0,1804 (60); 0, 1724 (30) nm.

Termické vlastnosti chabazitu vyplývajú z derivatogramu na obr. 5. Priebeh DTA krivky poukazuje na plynulú dehydratáciu prejavujúcu sa širokou endotermou s maximom pri 240 °C. Pre chabazit typickú exotermu v okolí 900 °C vyvolali štruktúrne zmeny. Celkový úbytok hmotnosti 21,05 % zodpovedá obsahu $H_2O$ a zhoduje sa s výsledkami chemickej analýzy.

Chemické zloženie chabazitu z Pukanca poukazuje na čiastočnú zámenu Ca za 2K(Na) a zároveň Si za Al, ktorá sa výraznejšie prejavila v štruktúrach šošovkovitých zrastov (fakolitov, tab. 1). Fakolity majú v priemere najmä vyšší obsah K a nižší Mg. Pasaglia (1970) uvádza, že výskyt fakolitov sa vždy vzťahuje na komplexy s alkalickejším prostredím.

Z veľkého počtu publikovaných chemických analýz z rôznych lokalít je zrejmá značná variabilita chemického zloženia chabazitu oproti stechiometrickému vzorcu tak v pomere Si/Al, ako aj v zastúpení katiónov. Podľa údajov Gottardiho a Galliho (1985) sa v žilných chabazitoch, zvyčajne s genetickou väzbou na andezity, pomer Si/Al mení v rozmedzí 1,4 až 2,3. Pri sedimentárnych chabazitoch sa pohybuje od 2,8 do 4,0. Vymeniteľné katióny sú Ca, Na a K. Pomer Si/Al chabazitu z Pukanca (2,496, resp. 2,558), ktorý sme zistili, je medzi uvedenými rozsahmi a svedčí o zvýšenej aktivite Si v hydrotermách, pravdepodobne súvisiacej s ryolitovým vulkanizmom.

Stilbit - $NaCa_4(Al_9Si_{27}O_{72}).30H_2O$

Stilbit sa spolu s chabazitom vyskytuje v zrnitých agregátoch vo výplni žiliek a zhlukov v andezite. V drúzových dutinách sú časté idiomorfné kryštály veľké od 1 do 10 mm spolu s kryštálmi fakolitu (obr. 4a). Zriedkavo sa v tejto asociácii v úzkej paragenéze so stilbitom vyskytuje aj mordenit. Zaujímavé je najmä vzájomné prerastanie obidvoch minerálov (obr. 10c, d), ktoré by mohlo svedčiť o rýchlych zmenách v chemizme roztokov (najmä v aktivite Si) počas kryštalizácie.

V druhej forme výskytu, v tenkej, cca 1 - 2 mm kôrke kryštalického stilbitu, ktorá pokrýva hrubšiu kryštalickú

Tab. 1
Elektrónové mikroanalýzy zeolitov
Electron microprobe analyses of zeolites

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 53,71 | 57,51 | 50,72 | 51,67 | 56,78 | 65,10 |
| $Al_2O_3$ | 20,75 | 16,47 | 17,27 | 17,18 | 16,86 | 12,78 |
| MgO | 0,00 | 0,02 | 0,61 | 0,06 | 0,05 | 0,12 |
| $Na_2O$ | 0,05 | 0,78 | 0,61 | 0,61 | 0,39 | 2,66 |
| FeO | - | - | - | - | 0,03 | 0,06 |
| BaO | 0,15 | 0,07 | 0,25 | 0,11 | 0,10 | 0,01 |
| SrO | n | 0,075 | n | n | n | n |
| CaO | 10,41 | 7,31 | 6,85 | 6,84 | 8,34 | 3,73 |
| $K_2O$ | 0,01 | 0,27 | 2,13 | 3,30 | 0,64 | 0,79 |
| $H_2O$ | 14,92 | 17,495 | 21,56 | 20,23 | 16,81 | 14,75 |
| Σ | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |
| $Si^{4+}$ | 16,58 | 27,06 | 8,56 | 8,62 | 26,68 | 39,04 |
| $Al^{3+}$ | 7,67 | 9,14 | 3,43 | 3,37 | 9,34 | 9,02 |
| $Mg^{2+}$ | - | - | 0,15 | 0,02 | 0,04 | 0,11 |
| $Na^+$ | 0,00 | 0,71 | 0,17 | 0,20 | 0,36 | 3,10 |
| $Fe^{2+}$ | 0,01 | - | - | - | 0,01 | 0,03 |
| $Ba^{2+}$ | 0,03 | - | 0,02 | 0,01 | 0,02 | - |
| $Sr^{2+}$ | n | 0,02 | n | n | n | n |
| $Ca^{2+}$ | 3,25 | 3,68 | 1,23 | 1,22 | 4,20 | 2,40 |
| $K^+$ | 0,01 | 0,19 | 0,46 | 0,70 | 0,38 | 0,60 |
| Si/Al | 2,097 | 2,96 | 2,496 | 2,558 | 2,86 | 4,328 |
| $O_2$ | 48 | 72 | 24 | 24 | 72 | 96 |

n - nestanovené, n - not determined; 1 - laumontit, 2 - stilbit, 3 - chabazit, 4 - fakolit, 5 - heulandit, 6 - mordenit

Tab. 2
Optické vlastnosti a merná hmotnosť zeolitov
Optical properties and density of zeolites

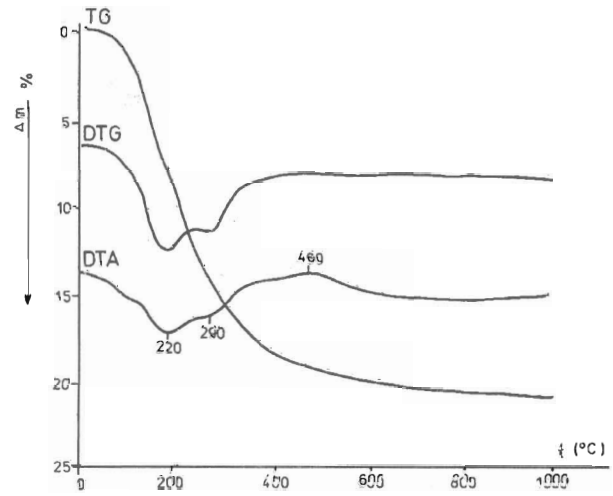
| | $N_{max}$ | $N_{min}$ | birefr. | D (g/cm³) |
|---|---|---|---|---|
| laumontit | 1,511 | 1,495 | 0,016 | 2,16 |
| chabazit | 1,490 | 1,486 | 0,004 | 2,07 |
| stilbit | 1,504 | 1,488 | 0,016 | 2,16 |
| heulandit | 1,561 | 1,494 | 0,07 | 2,22 |
| mordenit | 1,480 | 1,476 | 0,004 | 2,18 |

Tab. 3
Semikvantitatívne spektrálne analýzy zeolitov
Semiquantitative spectral analysis of zeolites

| | 1 - 100 % | 0,1 - 1 % | 0,01 - 0,1 % | 0,001 - 0,1 % | <0,001 |
|---|---|---|---|---|---|
| chabazit | Si, Al, Ca, Mg | Fe, Na, K | Sr, Ag | Ti, Ba, Mn | Cu, Cr, V |
| laumontit | Si, Al, Ca | | Mg, Mn | Fe, Sr, Ag, Ba | Cu, Na, Cr |
| stilbit | Si, Al, Ca | Na | Fe, Mg, Ba | Ag | Ti |
| heulandit | Si, Al, Ca | | Ti, Fe, Mg | Ag, Ba, Sr, Ni, Mn, Cu | Cr |
| mordenit | Si, Al, Ca, Na | Fe, Mg | Sr, Ba, K, Ag, Mn | Cu, Ti | Ni, Cr, V |

kôry laumontitu na stenách puklín (obr. 2a, 6a), majú kryštály stilbitu dvojaké rozmery. Malé do 1,5 mm často tvoria ružicovité zrasty (obr. 6a, b). Štúdiom v rastrovacom elektrónovom mikroskope ukázalo, že väčšie ca 5 - 7 mm kryštály sú polysyntetickými zrastmi kryštálov s nedokonale vyvinutými plochami (obr. 6c, d).

Indexy lomu a merná hmotnosť stilbitu z Pukanca-Šafranice sú v tab. 2.




Obr. 7. DTA, DTG a TG krivky stilbitu.
Fig. 7. DTA, DTG and TG curves of stilbite.

Hlavné hodnoty medzirovinných vzdialeností d - 0,916 (100); 0,531 (20); 0,466 (50); 0,4062 (100); 0,3401 (30); 0,3189 (35); 0,3034 (70); 0,2998 (30); 0,2776 (40); 0,2724 (15) nm - sú v súlade s údajmi JCPDS (22 - 518).

Derivatogram stilbitu (obr. 7) poukazuje na úbytok hmotnosti v dvoch stupňoch prejavujúcich sa endotermickými reakciami s teplotným maximom pri 220 a 290 °C. Nevýrazný exoefekt pri teplote 460 °C registrovaný na krivke DTA vyvolala amorfizácia stilbitu.

Z výsledkov elektrónovej mikroanalýzy (tab. 1) je zrejmá prevaha Ca výmeniteľného katiónu nad alkáliami. Chemické zloženie stilbitu bežne zodpovedá stechiometrickému vzorcu. Pomerom Si/Al (2,96) sa stilbit z Pukanca-Šafranice zaraďuje medzi vyššie kremičité variety stilbitu.

Prítomnosť vedľajších a stopových prvkov vyplýva zo spektrálnej analýzy (tab. 3).

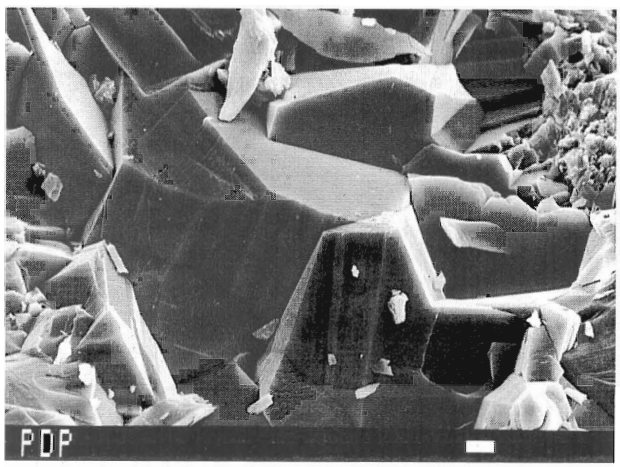
Heulandit - $(Na, K)\ Ca_4(Al_9Si_{27}O_{72}).24H_2O$

Heulandit je na opisovanom výskyte najmenej zastúpeným zeolitom. Prevažne v asociácii s laumontitom tvorí v andezite nerovnomerne rozptýlené zhluky zrnitých agregátov. Len ojedinele sa v drúzových dutinách nachádzajú 1 - 2 mm veľké priesvitné až priehľadné hypidiomorfné kryštály heulanditu s perleťovým leskom (obr. 8).

Indexy lomu študovaného heulanditu (tab. 2) zodpovedajú publikovaným údajom o tomto zeolite. Hodnota indexov lomu a dvojlomu členov heulanditovej skupiny sa znižuje s rastom pomeru Si/Al a s poklesom obsahu Ca v prospech alkálií (Senderov a Chitarov, 1970).

Hodnoty hlavných difrakčných maxím sú: 0,910 (100); 0,79 (20); 0,679 (30); 0, 527 (30); 0, 466 (50); 0,398 (85); 0,393 (70); 0,299 (85); 0,279 (40); 0,2746 (40); 0,1963 (15) nm a svedčia o dobrej zhode s údajmi kartotéky JCPDS (21 - 131) pre heulandit.

Pre nedostatok monomineralnej vzorky na termickú analýzu, ktorá podľa rôzneho priebehu dehydratácie




Obr. 8. Hypidiomorfný vývin kryštálov heulanditu (mierka 100 μm).
Fig. 8. Unhedral crystals of heulandite (scale 100 μm).

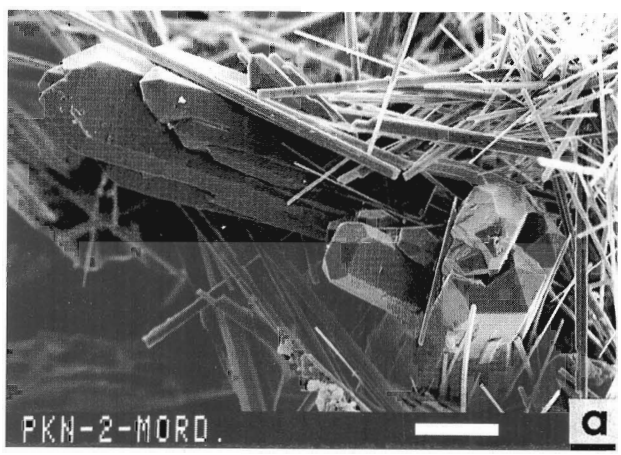
umožňuje odlíšiť izoštruktúrny heulandit a klinoptilolit, sme pri identifikácii heulanditu okrem difrakčných údajov vychádzali najmä z chemického zloženia. Z výsledkov elektrónovej mikroanalýzy (tab. 1) je zrejmé dominantné zastúpenie Ca a nízky obsah alkalických prvkov. Pomer Si/Al je 2,86.

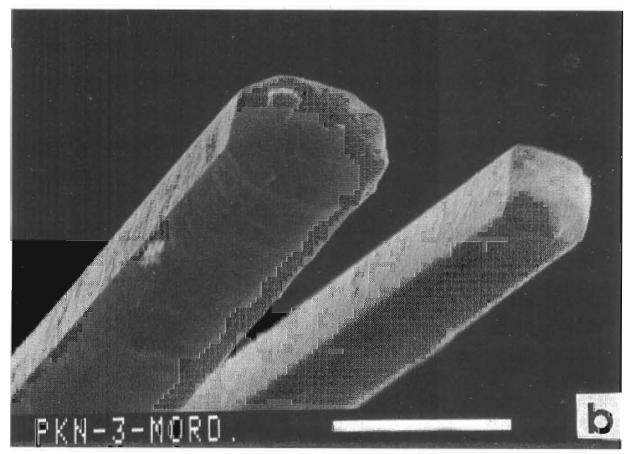
Chemické zloženie zeolitov heulanditovo-klinoptilolitového radu sa vyznačuje veľkou variabilitou pomeru Si/Al, ale aj v zastúpení vymeniteľných katiónov. Nízkokremičité členy, medzi ktoré patrí heulandit, majú spravidla vysoký obsah Ca. Pomer Si/Al v heulandite sa pohybuje v rozmedzí 2,75 - 3,25 a pri klinoptilolite od 4,25 do 5,25.

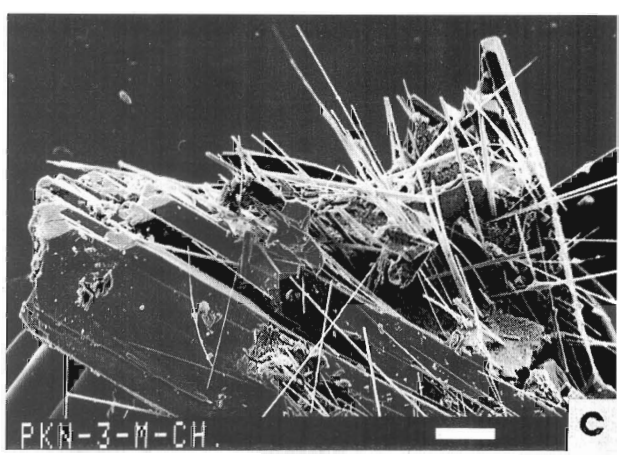
Mordenit - $(Na_2Ca)6A_{18}Si_{10}O_{96}.28H_2O$

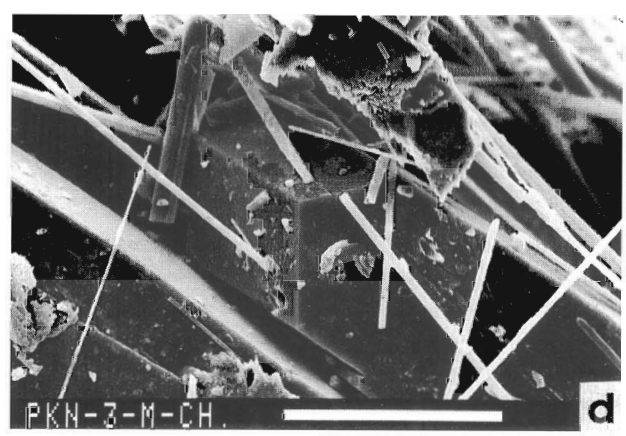
Štúdium makrovzoriek a pozorovanie v elektrónovom rastrovacom mikroskope svedčí o dvoch generáciách mordenitu. Na lokalite len málo zastúpenú staršiu generáciu predstavuje mordenit v už opísanej asociácii so stilbitom. V rastrovacom elektrónovom mikroskope ojedinelé ihlicovité kryštály mordenitu dlhé 0,5 - 2 mm a hrubé iba niekoľko μm sa väčšinou nachádzajú na povrchu kryštálov stilbitu, ale možno pozorovať aj ich vzájomné prerastanie (obr. 9c, d).

Rozšírenejšia mladšia generácia mordenitu vystupuje vo




Obr. 9. a - Ihličkovité kryštály mordenitu s idiomorfne vyvinutými kryštálmi kremeňa (mierka 100 μm); b - idiomorfný vývin prizmatických kryštálov mordenitu (mierka 10 μm); c - mordenit v asociácii so stilbitom (mierka 100 μm); d - vzájomné prerastanie kryštálov mordenitu a stilbitu (mierka 10 μm).

Fig. 9. a - Needle-shaped crystals of mordenite with euhedral crystals of quartz (scale 100 μm); b - euhedral crystals of mordenite (scale 10 μm); c - mordenite associated with stilbite (scale 100 μm); d - mordenite crystals intergrown with stilbite (scale 100 μm).

výplni 3 - 10 mm hrubých žiliek v asociácii s idiomorfným kremeňom. V drúzových dutinách žiliek mordenit tvorí ihlicovité až vláknité agregáty s hodvábnym leskom. Dĺžka ihlicovitých paralelne alebo radiálne usporiadaných kryštálov je 0,5 - 3 mm a hrúbka len do 5 μm. Pri veľkom zväčšení možno v rastrovacom elektrónovom mikroskope pozorovať idiomorfný vývin kryštálov (obr. 9b). Obdobné individuálne idiomorfné kryštály tvorí sprievodný kremeň (obr. 9a), často s obojstranným zakončením, čo poukazuje na pomalý priebeh kryštalizácie.

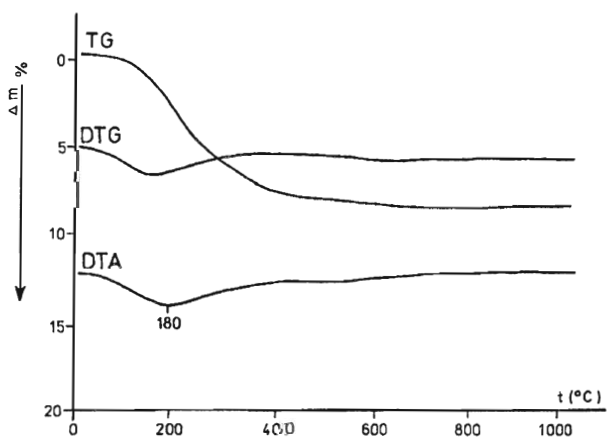
Namerané indexy lomu (tab. 2) zodpovedajú údajom pre mordenit z rozličných lokalít. Na difrakčných záznamoch sa okrem difrakčných maxím mordenitu prejavili aj výrazné reflexy charakteristické pre kremeň. Hlavné difrakčné maximá mordenitu sú: 1,359 (80); 0,911 (100); 0,660 (75); 0,6075 (45); 0, 579 (70); 0,452 (90); 0,415 (40); 0,400 (100); 0, 348 (95); 0, 338 (90); 0,323 (100); 0,3209 (100); 0,289 (50) nm. Zhodujú sa s údajmi kartotéky JCPDS (6 - 239).

Priebeh termického rozkladu mordenitu vyplýva z derivatogramu na obr. 10. Mordenit stráca vodu v rozmedzí jedného širokého endotermického efektu s maximom pri 200 °C. Dehydratácia sa skončila pri 500 °C. Nízky úbytok hmotnosti 7,58 % z TG krivky, ktorý by mal zodpovedať obsahu vody v mordenite, spôsobila kontaminácia analyzovanej vzorky kremeňom.

Chemické zloženie mordenitu stanovené elektrónovou mikroanalýzou (tab. 1) poukazuje na sodno-vápenatú varietu mordenitu. Obsah K je veľmi nízky. Pomer Si/Al je 4,327.

*Sprievodné minerály*

Charakteristickými sprievodnými minerálmi sú chalcedón, kremeň a kalcit. Kremeň je bežný najmä vo forme 0,5 - 1,5 mm veľkých priehľadných obojstranne ukončených kryštálov a ich vzájomných zrastov (obr. 10a). Pravdepodobne tu vystupuje v dvoch generáciách, pričom hojnejší je v mladšej generácii spolu s mordenitom. Koncentruje sa najmä na okrajoch žiliek a zhlukov. Hojné sú aj žilky kremeňa prerastajúce sa s chalcedónom, ktorý




Obr. 10. DTA, DTG a TG krivky mordenitu.
Fig. 10. DTA, DTG and TG curves of mordenite.

tvorí povlak a nátekovú kôru bielej až svetlomodrej farby. Kalcit vypĺňa žilky a pukliny vo forme zrnitých agregátov spolu so zeolitmi.

## Diskusia a záver

Pestrú zeolitovú mineralizáciu výskytu Pukanec-Šafranica zastupujú prevažne Ca zeolity: laumontit, chabazit, stilbit, heulandit a mordenit. Stálym sprievodným minerálom je chalcedón, kremeň a kalcit. Uvedené minerály vystupujú vo výplni žiliek a zhlukov a tvoria kryštalické drúzy na stenách puklín v čiastočne alterovaných andezitoch spodného bádenu, ktoré sú súčasťou spodnej stavby štiavnického stratovulkánu. Druhová rozmanitosť a uvedené textúrne znaky svedčia o hydrotermálnom pôvode zeolitov.

Na základe mikroskopického štúdia výbrusov a štúdia pomocou rastrovacieho mikroskopu sme stanovili nasledujúcu sukcesnú schému mineralizácie: chalcedón - kremeň - kalcit - laumontit - heulandit - stilbit (+ mordenit) - chabazit. Ako najstarší zo zeolitov sa javí laumontit. Uvedená sukcesia platí pre pravdepodobne staršiu, druhovo rozmanitejšiu mineralizačnú fázu. Odlišnú asociáciu, oddelenú od ostatných zeolitov, predstavujú žilky kremeňa s mordenitom. Táto asociácia by mohla predstavovať mladšiu mineralizačnú fázu roztokov obohatených o $SiO_2$.

Najdôležitejším faktorom kontrolujúcim vznik zeolitov bolo pôvodné chemické zloženie termálnych roztokov, ale výrazný vplyv na charakter mineralizácie malo aj chemické a minerálne zloženie hornín, ktorými roztoky cirkulovali.

Prejavy zeolitizácie v andezitoch nepokladáme za výsledok postvulkanických procesov priamo súvisiacich s efúziami spodnobádenských andezitov. Ich vznik možno spájať so zvýšenou hydrotermálnou aktivitou v okolí pukaneckého vulkanicko-hydrotermálneho centra reprezentovaného tatiarskym intruzívnym komplexom. Na tento komplex, tvorený prevažne dioritmi a kremennými dioritmi, sa viažu kontaktno-metasomatické, žilné a impregnačné hydrotermálne prejavy Pb-Zn-Cu-Ag-Au zrudnenia. Najmladšia Au-Ag mineralizácia je geneticky spätá s dajkami ryolitov a ryolitových porfýrov, ktoré sú tiež súčasťou tohto komplexu (Brlay et al., 1982; Smolka et al., 1987, 1988; Burian et al., 1985). S ryolitovým vulkanizmom súvisia aj intenzívne prejavy K metasomatózy v oblasti (Forgáč, 1981).

Na zrejmý vplyv prejavov súvisiacich práve s ryolitovým vulkanizmom na študovanú zeolitovú mineralizáciu poukazuje rad faktorov: zvýšený režim Si, ktorý sa prejavil jednak vyšším pomerom Si/Al v štruktúrach zeolitov, ako aj prítomnosťou samostatnej kremeňovo-mordenitovej etapy, vyšší obsah K v štruktúre chabazitu (2,13, resp. 3,30 %), ako aj zvýšený obsah niektorých rudných prvkov (Ag, Cu, Mn) v zeolitoch zistený spektrálnou analýzou. Podľa pozície výskytov zeolitov v povrchových odkryvoch na periférii žilných hydrotermálnych systémov je pravdepodobné, že študované zeolity tvoria záverečné, najnižšie teplotné štádium hydrotermálnych procesov v študovanej oblasti, resp.

súčasť ich najnižšie teplotnej periférnej alteračnej zóny.

Výskyty zeolitov súvisiace s rudnými hydrotermálnymi a kontaktnometasomatickými systémami v neovulkanitoch spomínajú viacerí autori (Petr in Smolka et al., 1986, 1988, Harman et al., 1987; Kúšik, 1979). Pozícia hydrotermálnych zeolitov v uvedených sukcesiách, ich časová a priestorová spätosť so zdrojovými centrami a podmienky ich vzniku nie sú doteraz spoľahlivo vyriešené, ale výskyt zeolitov v spätosti so žilnými rudnými systémami nie je zanedbateľný a je podnetom do ďalšieho, podrobnejšieho mineralogickoparagenetického výskumu hydrotermálnych zeolitov v neovulkanitoch.

## Literatúra


Batiašvili, T. B. 1972: Termografičeskoje issledovanije ceolitov sredneeocenovych vulkanogennych tolšč Gruzii. *Mecniereba Tbilisi, 81.*

Berry, L. G. (Ed.) 1974: Selected powder diffraction data for minerals. *JCPDS, Philadelphia.*

Brlay, A. et al. 1982: Stanovenie prognóznych zásob rúd farebných a vzácnych kovov v oblasti medzi Rudnom nad Hronom, Brehmi a Pukancom. Časť Geológia. [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript - GÚDŠ Bratislava, 20 - 56.*

Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J. & Tözsér, J. 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Mineralia slov. - Monogr., Bratislava, Alfa, 269.*

Čajková, M. & Haramiová, Š. 1959: Niektoré výskyty zeolitov v dutinách andezitov na Slovensku. *Geol. Práce, Zoš., 54, 191 - 224.*

Fiala, F. 1954: Některé uzavřeniny andesitů Slovenského středohoří. *Sbor. Ústř. Úst. Geol., Odd. geol., 21, 309 - 357.*

Forgáč, J. 1982: O dvoch typoch ryolitov v Žiarskej kotline. *Mineralia slov., 13, 249 - 262.*

Gottardi, G. & Galli, E. 1985: Natural zeolites. *Springer - Verlag Heidelberg - New York - Tokyo, 409.*

Harman, M., Horváth, I., Števula, L. & Petr, K. 1989: Výskyt gyrolitu s laumontitom v horninách intruzívneho komplexu Baniska (Štiavnické vrchy). *Mineralia slov., 21, 357 - 367.*

Jahn, J. 1976: Chabazit z neovulkanitov Štiavnického pohoria. *Čas. Mineral. Geol., 21, 205 - 206.*

Konečný, V., Lexa, J. & Planderová, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 9, 1 - 205.*

Kúšik, R. 1979: Záverečná mineralogická správa z ložiska Zlatno - Cu. *Manuskript - Geofond Bratislava, 106.*

Láznička, P. 1965: Mineralogické poměry na středním Slovensku. *Praha, Nár. Muzeum, 35.*

Pasaglia, E. 1970: The crystal chemistry of chabazites. *Amer. Mineralogist, 53, 1178 - 1301.*

Pauditš, P. 1992: Zeolity v dutinách andezitov Štiavnických vrchov. [Diplomová práca.] *Manuskript - Katedra min. a petrol. PF UK Bratislava, 101.*

Senderov, E. E. & Khitarov, N. I. 1970: Zeolites, their synthesis and condition of formation in nature. *Moscow (in Russian), 283.*

Smolka, J., Daubner, J., Kámen, M., Petr, K. & Gwerk, E. 1987: Perspektívnosť rudného rajónu Pukanec z pohľadu realizovaných prieskumných prác. *Mineralia slov., 19, 523 - 540.*

Smolka, J., Daubner, J., Kámen, M., Petr, K. & Gwerk, E. 1988: Záverečná správa Rudno - Brehy - Pukanec, VP. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Koděra, M. et al. 1986 - 1990: Topografická mineralógia Slovenska. 1. *Bratislava, Veda, 3, 1590.*


# Occurrence of hydrothermal Zeolites near Pukanec in the Štiavnické vrchy Mts. (Central Slovakia)

Well-crystallized hydrothermal zeolites have been found at Šafranica, near Pukanec, Central Slovakia. The area is situated between Brehy and Pukanec in the SW spur of the Štiavnické vrchy Mts. (Fig. 1). It appears to be a new occurrence in the Western Carpathians. The rocks of the area are built up mostly by andesites of Lower Badenian belonging to the lower structure of the Štiavnica stratovolcano, which are penetrated by the intrusions of granodiorite, quartz diorite and ryolite porphyries. The intrusive rocks are a part of the Tatiarsky intrusive complex, which is also associated with the expressions of polymetallic and noble metal ore mineralization (Brlay et al., 1982, Smolka et al., 1987, 1988).

Zeolites occurs on fissures and veinlets in andesites, and 5 types, mostly of Ca-zeolites have been distinguished: laumontite, chabazite, stilbite, heulandite and mordenite. Chalcedony, quartz and calcite appear to be common accessory minerals.

Zeolites were identified on the basis of the X-ray powder diffraction analysis, thermal analysis, optical properties, electron microprobe analysis and the scanning electron microscope study.

Laumontite is the most common zeolite in the studied area (Petr in Smolka et al., 1987; Pauditš, 1992) and is considered to be the oldest one of zeolites at the locality Pukanec - Šafranica. It shows relatively lower refractive indices in comparison with commonly presented data (Table 2), which is most probably associated with partial dehydratation and transitional alteration of laumontite into secondary leonhardite.

Chabazite forms characteristic rhomboedral crystals, often mutualy overgrowing according to (0001) (Fig. 4b) and also lense forming, the so-called „phacolites" (Fig. 4a). Its value of Si/Al ratio being 2.50 or 2.56 ranges it among unusually siliceous hydrothermal chabazites. Chemical analysis of chabazite points to partial substitution of calcium by potassium.

Stilbite occurs in two associations: with chabazite in veinlets and aggregates and with laumontite on which it forms thin crystalline crusts with two forms of the evolution of crystals (Fig. 6a). Smaller crystals constitute rosette-like aggregates (Figs. 6a, b) and larger crystals are, in fact, polysynthetic parallel twinnings with imperfectly developed surface (Figs. 6c, d).

Similar to stilbite, mordenite is also occurring in two associations. It is relatively abundant in thin veinlets with euhedral quartz (Fig. 9b) and less frequent in the association with stilbite (Fig. 9c, d). The association mordenite - quartz represents probably the younger phase, from the solution enriched in $SiO_2$ during the final stages of the mineralization processes. In both associations it forms thin (0,X m) spicules attaining the lenght around 0.5 - 1 mm, which exhibit euhedral development (Fig. 9b). Chemical analysis points to the presence of Ca and Na of exchangeable cations.

The least frequent of the mentioned zeolites is said to be heulandite (Fig. 8), which constitutes impregnations in the mixture with laumontite. It was determined mainly by the X-ray powder diffraction and chemical analyses (Si/Al ratio 2.86).

Mineralization processes at the locality Pukanec-Šafranica proceeded probably in two phases. The older phase is represented by the succession: chalcedony - quartz - calcite - laumontite - heulandite - stilbite (mordenite) - chabazite. In the younger phase, higher siliceus mineralization phase, separated from the previous one, dominating quartz seems to be older over younger mordenite.

It is considered that the zeolitization in andesites is not the consequence of postvolcanic processes connected directly with the effusions of andesites. Their origin can probably be associated with the elevated hydrothermal activity, connected with intrusive volcanism in the studied area. A pronounced influence of rhyolite volcanism is observable and also associated contribution of potassium which is expressed mainly by a more remarkable amount of Si and K in the structure of zeolites.

In accordance with the position of the occurrences of zeolites in surficial outcrops on the periphery of veiny hydrothermal systems it is probable that the zeolites constitute the final lowermost stage of hydrothermal veiny systems in the studied area, or a part of their lowermost temperature periphery alteration zone respectively.

*Mineralia Slovaca, 27 (1995), 75 - 77*

# Ullmannit z ložiska Trojárová (Malé Karpaty)

PETER ANDRÁŠ[1] a MARTIN CHOVAN[2]

[1]Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica
[2]Katedra mineralógie a petrológie PF UK, pavilón G, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

*(Doručené 22.6.1994)*

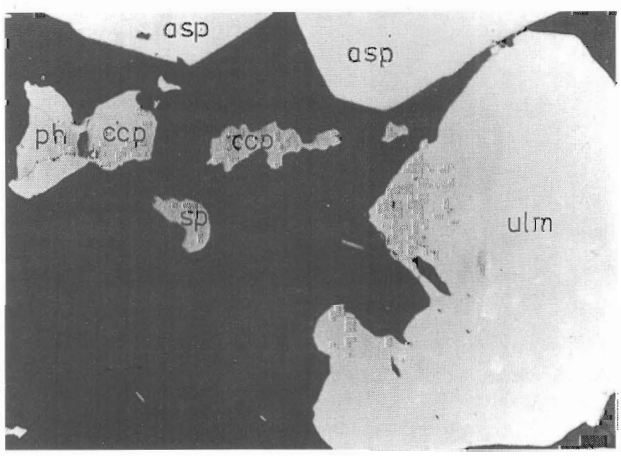
**Ullmannite from Trojárová deposit (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians)**

The Trojárová Sb-Au deposit in Malé Karpaty Mts. is situated in metasedimentary rocks of Paleozoic age. Ullmannite tesseral grains were discovered in paragenetical association with pyrite, chalcopyrite, tetrahedrite, sphalerite, gudmundite and berthierite in calcite veins. The X-ray diffraction analyse of ullmannite is in the Tab. 1. Tesseral and octahedral ullmannites create often twin-crystals (Fig. 4 and 5). The size of grains ranges from 0.2 up to 1.0 mm (Fig. 2 to 5).

In ullmannites of common chemical composition (Tab. 2) are numerous As- rich inclusions (Fig. 7) and pyrite segregations (Fig. 8).

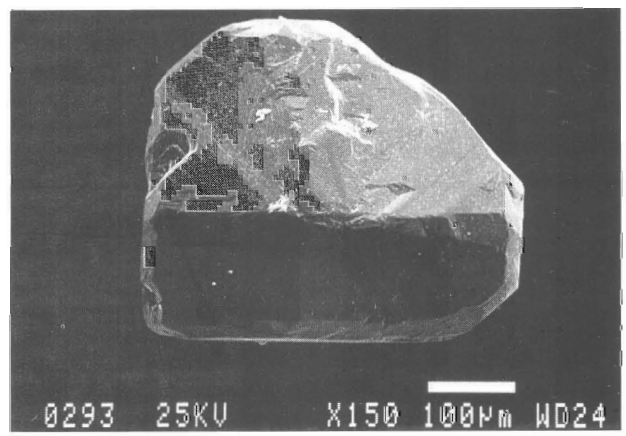
V regióne Malých Karpát bol ullmannit opísaný len z ložiska Častá, kde je súčasťou Cu polymetalického zrudnenia s Ag. Je produktom štvrtej, najmladšej hydrotermálnej prínosovej periódy, ktorú tvoria polymetalické rudy s Cu a Ni mineralizáciou (Cambel a Krištín, 1977; Chovan et al., 1992). Okrem bežného pyritu tu vystupuje v asociácii s chalkopyritom, galenitom, sfaleritom, Ni-Ag tetraedritom, gersdorffitom, kobaltínom a korynitom (Polák, 1955; Cambel, 1959; Koděra et al., 1986).

Ložisko Sb-Au rúd Trojárová leží na S od známeho ložiska Pezinok-Kolársky vrch. Tvorí asi 1200 m dlhú mineralizovanú zónu smeru SZ - JV so sklonom na SV. Bezprostrednými okolitými horninami polôh čiernych bridlíc, v ktorých je lokalizovaná pyritová a sulfidická Sb-Au-As mineralizácia, sú aktinolitické bridlice. Tie spolu s amfibolitmi tvoria komplex metatufov a meta-



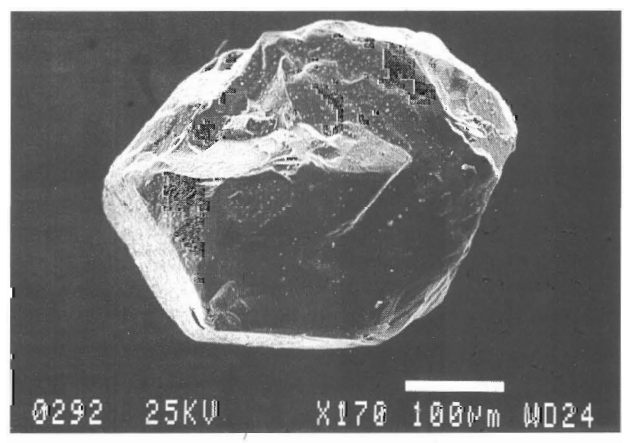

Obr. 1. Ullmanitovo (ulm)-pyrotínovo (ph)-sfaleritovo(sp)-chalkopyritová (ccp) mineralizácia v kalcitovej žilke na kontakte so starším arzenopyritovým zrudnením (asp).

Fig. 1. Ullmannite (ulm)-pyrrhotite (ph)-sphalerite (sp)-chalcopyrite (ccp) mineralization in calcite vein and its contact with older arsenopyrite (asp) mineralization.




Obr. 2. Ullmanitové zrno kubického habitu.

Fig. 2. SEM photomicrograph of tesseral ullmannite crystal.




Obr. 3. Morfológia ullmanitového kryštálu oktaédrického habitu.

Fig. 3. Morphology of ullmannite octahedron.

bázitov s granitoidmi a staurolitícko-biotitickými pararulami v podloží. Na lokalite sa vyčlenilo osem minerálnych paragenéz: 1. pyritovo-pyrotínová (exhalačnosedimentárna, metamorfovaná), 2. molybdénová, 3. kremeňovo-arzenopyritovo-pyritová s Au, 4. kremeňovo-arzenopyritová, 5. karbonátovo-pyritovo-gudmunditová, 6. karbonátovo-pyrotínová s gudmunditom, chalkopyritom, tetraedritom a berthieritom, 7. karbonátovo-antimonitová, niekedy s berthieritom, kermezitom a antimónom, 8. kalcitová s markazitom.

Antimónová mineralizácia 5. až 7. paragenézy vystupuje v karbonátových žilkách, v ktorých antimónové minerály tvoria hniezda, drobné agregáty, impregnácie a žilky (Chovan et al., 1990). Pri detailnom štúdiu 6. minerálnej paragenézy sa v kalcitových žilkách zistilo pomerne hojne drobných izolovaných zŕn cínovobieleho minerálu s vysokým kovovým leskom, ktorý sa identifikoval ako ullmannit (tab. 1).

Tab. 1
Rtg difrakčná analýza ullmanitu z ložiska Pezinok - Trojárová a jej porovnanie s tabuľkovými údajmi Baylissa et al. (1983) a Picota a Johana (1982)
X-ray diffraction analyse of ullmannite from Pezinok-Trojárová and its comparison with the data of Bayliss et al. (1983) and Picot and Johan (1982)

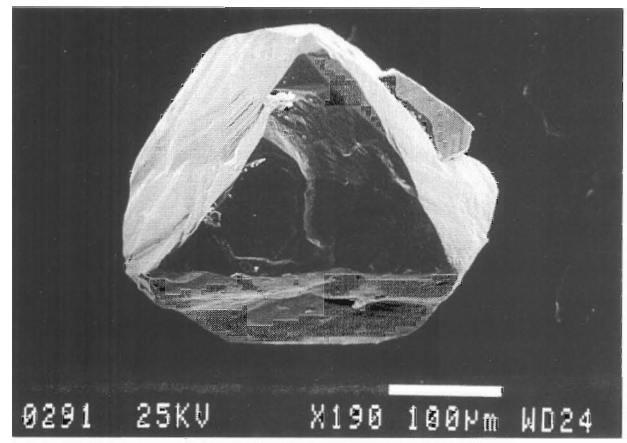
| L. No. | Pezinok (Trojárová) | | Bayliss, P. et al. (1983) | | Picot, P., Johan, Z. (1982) | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | d | I | d | I | d | I |
| 1 | 4,191 | 3 | 4,17 | 5 | 4,17 | 3 |
| 2 | 3,381 | 1 | 3,40 | 1 | - | - |
| 3 | 2,960 | 3 | 2,96 | 5 | - | - |
| 4 | 2,641 | 10 | 2,64 | 10 | 2,64 | 10 |
| 5 | 2,410 | 7 | 2,41 | 8 | 2,40 | 6 |
| 6 | 2,079 | 2 | 2,08 | 3 | - | - |
| 7 | 1,775 | 8 | 1,78 | 8 | 1,774 | 7 |
| 8 | 1,710 | 1 | 1,707 | 1 | - | - |
| 9 | 1,639 | 4 | 1,64 | 5 | 1,631 | 4 |
| 10 | 1,575 | 1 | 1,58 | 3 | 1,573 | 5 |
| 11 | 1,478 | 1 | 1,475 | 1 | - | - |
| 12 | 1,296 | 1 | 1,295 | 1 | 1,284 | 4 |

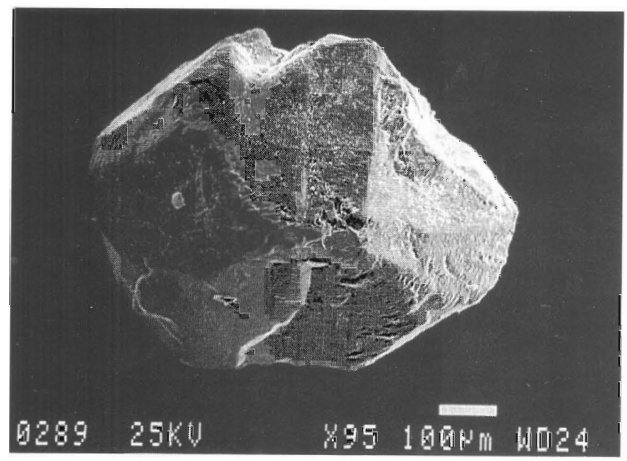
Analyzované rtg difraktometrom DRON 2; podmienky merania: Cu antikatóda, posun 1° 2 Θ/min, napätie: 30 kV, prúd: 20 mA, clona: 1, 1, 0,1, 3. Analyzovala L. Švecová.
Analysed with X-ray difractograph DRON-2; Cu anticathode, 1° 2 Θ/min, 30 kV, 20 mA, screen: 1, 1, 0,1, 3.

Tab. 2
Elektrónové mikroanalýzy ullmannitu (v %)
X-ray microprobe microanalyses of ullmannite (in %)

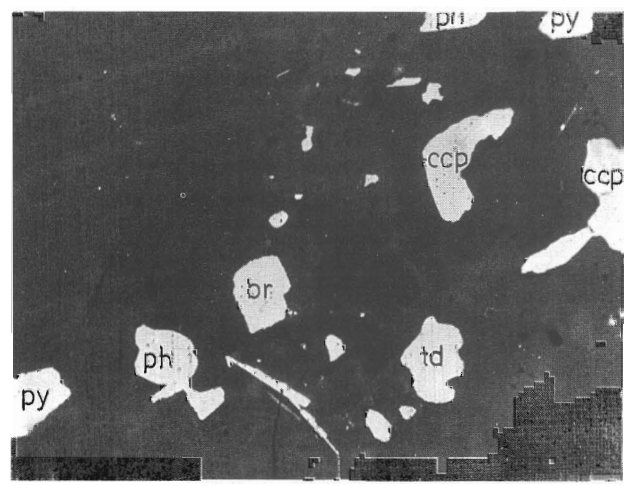
| | Sample No. | | | |
|---|---|---|---|---|
| | RB-210 | RB-211 | RB-228 | RB-229 |
| Sb | 57,79 | 59,43 | 58,99 | 58,31 |
| Ni | 26,73 | 26,72 | 26,75 | 27,20 |
| Cu | 0,12 | 0,03 | 0,02 | - |
| Zn | 0,28 | - | - | - |
| Hg | 0,10 | 0,15 | 0,06 | 0,09 |
| Fe | 0,18 | - | 0,01 | 0,04 |
| As | 0,45 | 0,07 | 0,12 | 0,01 |
| Bi | 0,21 | 0,06 | - | - |
| S | 14,30 | 14,39 | 14,07 | 14,80 |
| Spolu | 100,06 | 100,85 | 100,83 | 100,45 |

Analyzované rtg mikroanalyzátorom JCXA-733 (Jeol)Superprobe, Vo = 25 kV, I = 30 nA, korekcia ZAF, Fe, Ni, Zn, Bi, Sb - kovové štandardy, Cu, As, S - prírodné sulfidické štandardy.
Analyzed with JCXA-733 (Jeol) Superprobe, Vo = 25 kV, I = 30 nA, correction ZAF, Fe, Ni, Zn, Bi, Sb - metallic standards, Cu, As, S natural sulphide standards.

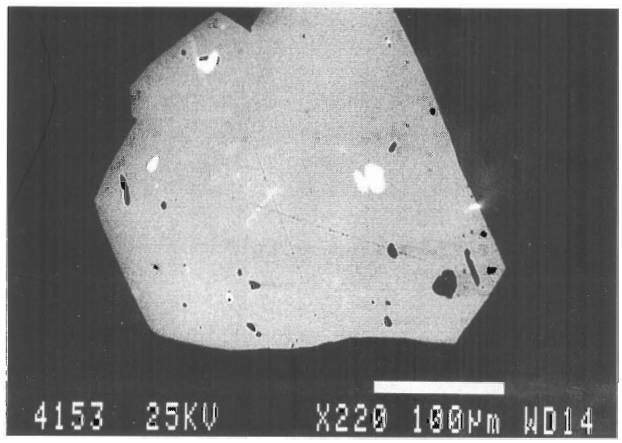



Obr. 4 a 5. Dvojčatné zrasty ullmanitu.
Fig. 4 and 5. Morphology of ullmannite twin-crystals.

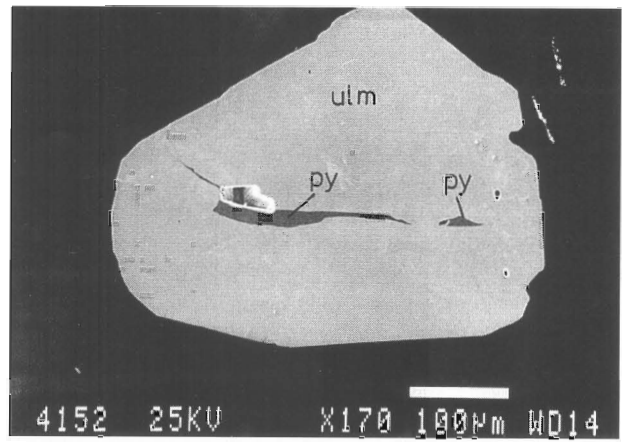



Obr. 6. Chalkopyritovo (ccp)-gudmunditovo (gd)-berthieritovo (br)-pyritovo (py)-tetraedritová (td) mineralizácia v kalcite.
Fig. 6. Chalcopyrite (ccp)-gudmundite (gd)-bethierite (br)-pyrite (py) - tetrahedrite (td) mineralization in calcite.




Obr. 7. Inklúzie (svetlé) v ullmanite bohaté na As.

Fig. 7. As-rich inclusions (light) in ullmannite.




Obr. 8. Odmiešaniny pyritu (py) v ullmanite (ulm).

Fig. 8. Pyrite (py) segregation in ullmannite (ulm).

Ullmannit tvorí v kalcitových žilkách drobné zrná jednak alotriomorfného (obr. 1), ale aj idiomorfného kubického (obr. 2) a oktaédrického (obr. 3) habitu s rozmermi 0,4 až 1,0 mm alebo dvojčatné zrasty (obr. 4 - 5). V polarizovanom svetle sú izotropné a vyznačujú sa vysokou odraznosťou. Parageneticky ich sprevádza chalkopyrit, sfalerit, tetraedrit, pyrit, gudmundit a berthierit (obr. 6), čiže sú v typickej asociácii, ako ju opisuje Dobbe (1991), Pratt a Bayliss (1980) a Bayliss (1986).

Chemické zloženie ullmannitu (tab. 2) je pomerne blízke ideálnemu (Ni = 27,62 %, Sb = 57,30 %, S = 15,8 %) (Mineraly, 1960), avšak nie je homogénne. Pri bodovej rtg mikroanalýze neboli k dispozícii jednotné sulfidické štandardné materiály. Časť štandardov (Cu, Ni, Zn a Bi) bola metalická, a preto vznikla istá nepresnosť a skreslenie stechiometrických pomerov jednotlivých prvkov.

V kryštáloch skúmaného minerálu sú drobné nepravidelné uzavreniny s rozmermi 1 - 10 µm obohatené o As a ochudobnené o Sb (obr. 7). Nepatrné rozmery týchto inklúzií bohatých na As neumožňujú ich presnú rtg mikroanalýzu. Ullmannity zodpovedajúce ich zloženiu opísal Bayliss (1986). Pre skúmané ullmannity z ložiska Trojárová sú charakteristické aj odmiešaniny pyritu (obr. 8).

Štúdium ukázalo, že minerála asociácia rúd ložiska Trojárová je pestrejšia, ako sa doteraz predpokladalo. Opísaný výskyt ullmannitu rozširuje zónu jeho výskytu v Malých Karpatoch z oblasti polymetalického zrudnenia v Častej aj na zrudnené štruktúry s Sb-Au mineralizáciou v pezinsko-perneckom kryštaliniku.

*Poďakovanie.* Ďakujeme za cenné pripomienky RNDr. M. Háberovi, CSc. a RNDr. F. Caňovi za rtg elektrónové mikroanalýzy.

## Literatúra

Cambel, B. 1959: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch, mineralógia a geochémia ich rúd. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 3, 538.*

Cambel, B. & Krištín, J. 1977: Contribution to the mineralogy of Malé Karpaty ores. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 1, 121 - 135.*

Bayliss, P., Berry, L. G., Mrose, M. E., Sabina, A. P. & Smith, D. K. 1983: Group Data Book, Mineral. Powder Diffraction File. *Joint Committee on Powder Diffraction Standards, Swarthmore, Pa.*

Bayliss, P. 1986: Subdivision of the pyrite group, and a chemical and X-ray-diffraction investigation of ullmannite. *Canad. Mineralogist, 24, 27 - 33.*

Dobbé, R. T. M. 1991: Ullmannite, cobaltian ullmannite and willyamite from Tunaberg, Bergslagen, Central Sweden. *Canad. Mineralogist, 29, 199 - 205.*

Chovan, M., Rojkovič, I., Andráš, P. & Hanas, P. 1992: Ore mineralization of the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 43, 5, 275 - 286.*

Koděra, M. et al. 1986: Topografická mineralógia Slovenska I A-K1. *Bratislava, Obzor, 577.*

Mineraly. Spravočnik. *Akad. Nauk SSSR, Moskva, 1960, I, 306 - 308.*

Picot, P. & Johan, Z. 1982: Atlas of ore minerals. *B.R.G.M. Elsevier (Amsterdam), 458.*

Polák, S. 1955: Príspevok k topografickej mineralógii Malých Karpát. *Geol. Práce, Zpr., 3, 141 - 145.*

Pratt, J. L. & Bayliss, P. 1980: Crystal structure refinement of a cobaltian ullmannite. *Amer. Mineralogist, 65, 154 - 156.*

# K článku O. Franka Geotermálna preskúmanosť Slovenska

## PRIPOMIENKY

Pokladám za potrebné uviesť k publikovanej práci Franka Geotermálna preskúmanosť Slovenska (Mineralia Slovaca, 26, 1994, s. 285 - 289) niekoľko pripomienok, ako aj objasniť niektoré veci v súvislosti s citovanými prácami tak, ako v skutočnosti sú.

V príspevku (odsek Realizované vrty) Franko pekne a prehľadne uvádza „štatistiku" geotermálnych vrtov v súvislosti s ich počtom v istých obdobiach (roky), početnosti vo vzťahu k ich hĺbke, výdatnosti, teplote vody, tepelnému výkonu a mineralizácii vôd. Ide o vrty, ktorými sa geotermálne vody zachytili na využívanie (v mnohých sa na trvalé zachytenie vybral úsek s vodou s najvhodnejšími parametrami z hľadiska využívania a ochrany životného prostredia, napr. bez inkrustácie, s čo najnižšou mineralizáciou a pod.). Ale celá „štatistika" nedáva úplný, resp. objektívny obraz (k danému obdobiu a stupňu poznania), lebo pri mnohých vrtoch (hlavne v centrálnej depresii podunajskej panvy) sa vo vertikálnom profile separátne odskúšali zdola nahor 2 - 4 samostatné úseky. Skoro každý z nich môže tvoriť zachytený interval jedného geotermálneho vrtu, pravda, s menej priaznivým chemickým zložením vody, resp. inkrustačnými vlastnosťami vo vzťahu k využívaniu. Odhliadnuc od tohto aspektu poskytujú určité konkrétne údaje a informácie, ktoré prispievajú k úplnosti a objektivizácii poznania danej štruktúry, a tým aj objektívneho obrazu v rámci Slovenska, ale ich začlenenie do „štatistiky" prezentovanej v práci Franka chýba. Je to nedostatok aj z metodického hľadiska, lebo nejde o úplný prehľad o realizovaných prácach a zistených skutočnostiach.

Posledné hodnotenie tepelnoenergetického potenciálu vymedzených perspektívnych oblastí (Vymedzené oblasti a hodnotené zásoby) vykonal Fendek in Franko et al. (1989), a nie Franko a Hazdrová (1989), ako sa uvádza. V súvislosti s analýzou tepelnoenergetického potenciálu geotermálnych vôd Slovenska komplexnú metodiku hodnotenia spracoval Fendek (1993).

Pri výskume geotermálnej energie pomocou vrtov sa zhodnotilo viac regiónov. Autor ich uvádza v odseku Preskúmané oblasti, ale patria skôr do časti Vymedzené oblasti a hodnotené zásoby, lebo ani jedna z nich nebola pomocou geotermálnych vrtov preskúmaná celá, aj keď v niektorých prípadoch sa v nich s realizáciou geotermálnych vrtov začalo (napr. v Turčianskej kotline).

Niekoľko pripomienok mám aj k citovaným prácam v časti Preskúmané oblasti. Základnou prácou (autor neuvádza, či bola publikovaná, alebo nebola) hodnotiacou výskum geotermálnej energie v centrálnej depresii podunajskej panvy pomocou vrtov nie je práca Franka et al. (1989), lež správa Franka et al. (1984). Práca z roku 1989 uvádza iba časť hlavných výsledkov a poznatkov, no aj tie prezentuje v metodickej polohe, t. j. ide o metódy výskumu a hodnotenia geotermálnych zdrojov v pórovom prostredí (vyplýva to aj z názvu práce) a získané výsledky a poznatky slúžia na ilustráciu tejto metodiky. Rovnako chybne je uvedená aj práca Remšíka et al. (1989) z oblasti viedenskej panvy, Franka et al. (1984) z komárňanskej kryhy, Fendeka et al. (1989) z topoľčianskeho zálivu a Fendeka et al. (1989) z levickej kryhy. Základnou prácou o viedenskej panve je správa Remšíka et al. (1985), o komárňanskej kryhe práca Remšíka a Franka et al. (1979), resp. Remšíka et al. (1992). Práce Fendeka et al. (1989) nepodávajú regionálne hydrogeotermálne hodnotenie topoľčianskeho zálivu, resp. levickej kryhy, ale iba uvádzajú výsledky výskumného geotermálneho vrtu realizovaného v uvedených oblastiach.

Je mätúce, ak sa na regionálny výskum geotermálnej energie pomocou vrtov v práci Franka et al. (1990) hodnotí trnavský záliv, piešťanský záliv a Trenčianska kotlina, územie Bratislavy, Žilinská kotlina s priľahlými depresiami a Turčianska kotlina. Pôvodne uvedené oblasti zhodnotili správy Remšíka et al. (1983 - trnavský záliv), Remšíka a Zbořila (1986 - piešťanský záliv a Trenčianska kotlina), Remšíka a Bodiša (1987 - územie veľkej Bratislavy), Remšíka et al. (1988 - Žilinská kotlina s priľahlými depresiami) a Zembjaka et al. (1987 - Turčianska kotlina). Tak ako autor uviedol (l. c.) „základnú prácu" z centrálnej depresie, žiada sa, aby uviedol aj iné základné, resp. pôvodné práce o ďalších perspektívnych oblastiach od iných autorov a neskrýval ich pod kolektívnou prácou (Franko et al., 1990) súpisno-hodnotiaceho charakteru, spracovanou k istej príležitosti.

Autor uvádza, že sa geotermálna energia východoslovenskej panvy zhodnotila, ale v rámci nej sa roku 1993 podrobnejšie zhodnotila Košická kotlina, pričom zmienka o tom v autorovom príspevku chýba.

Záverom uvádzam, že každému hodnoteniu a spracovaniu preskúmanosti, a to či už v podobe publikovaných prác alebo prehľadov preskúmanosti v rámci iných prác, treba venovať veľkú pozornosť a vychádzať z celého súboru údajov a informácií, najmä keď je k dispozícii, lebo len tak možno dať o istej otázke objektívnu informáciu.

*Anton Remšík*

## ODPOVEĎ

Z ohlasu na môj článok vidieť, že jeho jadro (Realizované vrty) hodnotí Remšík veľmi kladne. Pretože som v štatistickom spracovaní nechcel miešať „hrušky s jablkami", hodnotil som iba to, čo sa exploatuje, resp. je dlhodobo odskúšané.

Ostatná časť je informatívna. Ide o odkazy na publikované články, v ktorých záujemca nájde odkazy na rukopisné správy.

K pripomienke hodnotenia tepelnoenergetického potenciálu uvádzam, že citácia Franka a Hazdrovej v článku sa týka Geotermálnej mapy ČSFR a citácia Franka et al. (1990) potenciálu. V zozname literatúry sú všetci autori vysvetliviek. V nich sú dve tabuľky tepelnoenergetického potenciálu, ktorých autorom je Fendek a Franko (1989).

*Ondrej Franko*

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia slovaca, roč. 27, č. 1

Obsah

Slovenská geologická spoločnosť hodnotí svoju činnosť ..... 1
Zameranie Slovenskej geologickej spoločnosti v budúcnosti.... 4
Diskusné príspevky a prednášky ..... 5
Výbor Slovenskej geologickej spoločnosti ..... 7
Plán odborných akcií SGS ..... 8
Informácie ..... 10
Terminologický stĺpček ..... 11
Jubileá ..... 12

# Slovenská geologická spoločnosť hodnotí svoju činnosť

(Prejav jej predsedu RNDr. O. Samuela, DrSc., na valnom zhromaždení 10. novembra 1994 v Bratislave)

Vážené dámy, vážení páni, milé kolegyne, kolegovia,

dnešné valné zhromaždenie sa koná v súlade so Stanovami Slovenskej geologickej spoločnosti a jeho cieľom je hodnotenie činnosti za uplynulé volebné obdobie, voľba nového výboru a vytýčenie reálnych cieľov do ďalšieho volebného obdobia. Bol by som veľmi rád, keby ste sa v diskusii zamerali práve na naposledy spomenutú úlohu, a preto sme do programu zaradili aj osobitný referát prof. RNDr. D. Hovorku, DrSc., a doc. RNDr. P. Reichwaldera, CSc. Námety referátov treba chápať ako podnety do diskusie, podľa ktorej si nový výbor vypracuje program na ďalšie obdobie.

V tejto súvislosti si pokladám za povinnosť informovať Vás o súčasnom postavení vedeckých spoločností. Tieto spoločnosti doteraz pracovali (resp. ešte pracujú) pri Slovenskej akadémii vied, ktorá ich v podstatnej miere aj finančne dotovala a viedlo ich organizačné stredisko vedeckých spoločností. Stredisko však bolo koncom júna zrušené a celá účtovnícko-administratívna agenda bola takrečeno zo dňa na deň delimitovaná do kompetencie spoločnosti. Z poslednej schôdzky (7. novembra 1994) predsedov spoločností vyplynulo, že ďalšia existencia vedeckých spoločností pri SAV je neistá. Aj keby pracovali pri SAV naďalej, dotácie by boli nižšie, ak nie priamo zrušené. Tým aj v SGS vzniká ťažká finančná situácia, ktorá v prvom rade zníži rozsah jej činnosti. Hlavným zdrojom príjmov budú členské príspevky. A je tu ďalší chúlostivý problém - platenie členských príspevkov. Ani po viacerých urgenciách si túto základnú povinnosť neplní vyše 30 % našich členov. K dnešnému dňu má SGS 992 riadnych a 23 čestných členov. Z riadnych členov 82 nezaplatilo členské za vyše 5 rokov, 174 za 3 až 5 rokov a 52 členov za jeden až dva roky. Výbor v súlade so stanovami predkladá valnému zhromaždeniu návrh zrušiť členstvo tým, ktorí nezaplatili členské od troch do piatich rokov a za vyše päť rokov. Tak by sa členská základňa znížila o uvedený počet a navyše o 45 vystupujúcich a zomretých členov.

Pri tejto príležitosti musíme so zármutkom konštatovať, že v uplynulom funkčnom období naše rady navždy opustili: Ing. M. Smíšek, doc. RNDr. J. Seneš, DrSc., prof. RNDr. J. Šajgalík, DrSc., RNDr. E. Krippel, CSc., RNDr. J. Komárovský, RNDr. E. Planderová, DrSc., doc. RNDr. L. Škvarka, CSc., prof. RNDr. T. Kolbenheyer, DrSc., I. Moczerniuk, RNDr. T. Koráb, CSc., prof. F. Krkoška, RNDr. I. Vaškovský, DrSc., RNDr. V. Hano, doc. RNDr. J. Jarkovský, DrSc., Ing. J. Klubert a Ing. S. Hruškovič. Prosím, by sme si minútou ticha uctili ich pamiatku.

Ďalším závažným problémom, ktorý bude treba doriešiť, sú profesijné asociácie založené v posledných rokoch - asociácia hydrogeológov, inžinierskych geológov, geofyzikov a ložiskovej geológie. Veľa sa diskutuje o tom, či nejde o duplicitnú činnosť so SGS. Možno konštatovať, že ťažisko činnosti profesijných asociácií je v komerčnej, kým našej spoločnosti v osvetovo-odbornej oblasti, takže sféra pôsobenia obidvoch subjektov je v základných črtách odlišná. Ich prepojenosť sa rieši kolektívnym členstvom v SGS a prekrývajúce sa aktivity vzájomnou dohodou. Ak sa takáto koncepcia prijme aj do nasledujúceho obdobia, bude treba zvážiť, či by sa predsedovia asociácií nemali stať riadnymi alebo mimoriadnymi členmi SGS. Vynára sa aj otázka členského, lebo členovia asociácií ho prestávajú platiť. Výsledok riešenia tohto problému bude treba zakotviť v Stanovách SGS.

Úsilím mladej Slovenskej republiky je včleniť sa do európskych štruktúr rozličného druhu. Možno konštatovať, že po istých peripetiách bola SGS roku 1993 v Budapešti prijatá za riadneho člena Európskej asociácie geologických spoločností. Náš vstup do tejto inštitúcie na 8. zasadaní 19. - 26. septembra

1993 v Budapešti bol viac ako dôstojný. Vďaka pochopeniu vedenia GÚDŠ, ktorý v prevažnej miere akciu financoval, sa na ňom zúčastnilo 25 odborníkov. V mene SGS za to vyjadrujeme GÚDŠ vďaku. Dovoľte, aby som urobil určitú výnimku a poďakoval sa aj dr. Frankovi, ktorý sa z organizačnej aj odbornej stránky nemalou mierou zaslúžil o našu úspešnú prezentáciu, ktorú usporiadatelia osobne aj písomne s veľkým uznaním kvitovali.

Z iného pohľadu bolo mimoriadne významnou akciou slávnostné zhromaždenie pri 100. výročí úmrtia popredného európskeho vedca Dionýza Štúra. Hoci život a dielo tohto národovca už pri rozličných príležitostiach zhodnotili viac ráz, najkomplexnejšie hodnotenie priniesol seminár, ktorý sa pri tejto príležitosti konal. Osobitne sa zhodnotil prínos D. Štúra do geológie, zoopaleontológie, botaniky, ako aj jeho organizačná práca i pôsobenie na národnom a osvetovom poli. Materiály zo seminára vydal Geologický ústav D. Štúra. Akciu zorganizovala SGS v spolupráci s GÚDŠ a so Slovenským národným múzeom, ktoré zabezpečilo v plnom rozsahu výstavu o živote a diele tohto významného vedca.

Do sféry činnosti našej spoločnosti patrí aj konferencia, ktorá sa konala 2. - 3. júna 1994 v Košiciach pri príležitosti odhalenia busty Ing. Jána Slávika, DrSc. Po veľkých ťažkostiach s financiami a umiestnením bola busta inštalovaná na vhodnom a dôstojnom mieste v novoinštalovaných mineralogicko-geologických zbierkach katedry geológie Baníckej fakulty Technickej univerzity v Košiciach. Stalo sa tak vďaka pochopeniu prof. Zábranského a prof. Jacka a za veľmi účinnej spolupráce RNDr. Kaličiaka. Patrí im za to naša srdečná vďaka.

Za významný a dôstojný pokladáme aj seminár Genéza hydrotermálneho zrudnenia v štiavnicko-hodrušskom rudnom rajóne, ktorý bol spojený s vernisážou výstavy. Usporiadateľom bola pobočka SGS v Banskej Bystrici v spolupráci s Banským múzeom v Banskej Štiavnici, katedrou mineralógie a petrológie PFUK v Bratislave, GÚ SAV (pracovisko Banská Bystrica) a GÚDŠ v Bratislave. Obidve akcie boli venované pamiatke prof. Miroslava Koděru, CSc., ktorý celý svoj plodný vedecký život venoval práve otázkam zrudnenia v Banskej Štiavnici. Dovoľte, aby som sa poďakoval predsedovi banskobystrickej pobočky SGS ako hlavnému organizátorovi RNDr. M. Háberovi, CSc., za vynaložené úsilie späté so zabezpečením tejto akcie.

Celoštátne zjazdy boli vždy významnými udalosťami v živote SGS. Roku 1993 sa v Brne konal posledný spoločný zjazd ČGS a SGS, žiaľ, s malou účasťou zo Slovenska. Po dohode ďalšie zjazdy už usporiadajú spoločnosti samostatne. Výbor SGS rozhodol, že usporiadateľom 1. samostatného zjazdu SGS bude pobočka v Spišskej Novej Vsi. Bohužiaľ, termín zjazdu sa pre všeobecne známe reštrukturalizačné a ekonomické dôvody už dvakrát odložil. Pre veľmi malý počet prihlásených - napriek mnohým intervenciám u zodpovedných predstaviteľov geologických inštitúcií - je ohrozený aj naposledy prijatý termín - rok 1995.

Významnú úlohu majú ČGS a SGS pri vytváraní Národného komitétu, ktorý aktívne pracuje pod vedením prof. Hovorku. Ešte nedávno pozitívne pôsobila Slovenská geologická rada. Výbor SGS viackrát inicioval jej reaktivizáciu, ale, žiaľ, bez náležitej rezonancie. Ani úsilie optimalizovať výučbu geológie na stredných školách sa na Ministerstve školstva SR nestretlo s náležitým pochopením.

Výbor SGS s uznaním prijal návrh mladých pracovníkov na zriadenie nadácie D. Štúra. Jej hlavným cieľom je stimulovať mladých odborníkov do publikovania významných výsledkov výskumu Západných Karpát, ale aj v širších geologických súvislostiach. Na to sa vypracoval a schválil štatút, podľa ktorého by návrhy na udelenie odmeny posudzovala osobitná komisia. Uvedenie dobrého zámeru do života čaká na naplnenie finančnej položky.

V zmysle stanov je základným poslaním SGS šírenie vedecko-technických poznatkov z výskumu a prieskumu Západných Karpát, ako aj informovať odbornú verejnosť o najnovších poznatkoch a trendoch geologických disciplín vo svete. Zvládnutie toku informácií ako hlavnej podmienky poznávania všeobecných aj špecifických zákonitostí je základnou úlohou nielen u nás. Predpokladám, že táto oblasť činnosti našej spoločnosti bude aj v budúcnosti ťažisková. Ak posudzujeme aktivitu SGS z tohto hľadiska, možno konštatovať, že sa v uplynulom funkčnom období zhostila tejto úlohy uspokojujúco. Pre dobré predchádzajúce skúsenosti sa aj v uplynulom období prednášková činnosť sústreďovala do monotematických celkov, a to formou jednodňových alebo dvojdňových seminárov, resp. sympózií. Najmä zásluhou cieľavedomého prístupu predsedu bratislavskej pobočky doc. Reichwaldera a banskobystrickej pobočky dr. Háberu, ako aj vedúcich odborných skupín si po celé obdobie táto oblasť udržiavala štandardnú úroveň.

V období 1991 - 1993 bolo 59 seminárov, 5 konferencií a 129 individuálnych prednášok s celkovým počtom 6686 účastníkov a 30 ďalších akcií (zberatelia, exkurzie ap.). Počet uvádzame podľa prezenčných listín, takže aspoň 15 - 20 % účastníkov akcií nebolo zaevidovaných. Hoci oproti predchádzajúcemu obdobiu pozorovať mierny pokles, celkove možno účasť na odborných podujatiach hodnotiť naďalej kladne.

Na okraj tejto informácie treba ešte uviesť, že napriek ťažkostiam účasť zahraničných odborníkov oproti minulému obdobiu mierne vzrástla. Napr. v bratislavskej pobočke vystúpili takí významní geológovia svetového mena, ako je napr. prof. Trumpy, prof. Beernouli, prof. Bally, prof. Coward, prof. Schreyer, prof. Veizer a i.

SGS má 5 pobočiek. Zrejme ako dôsledok veľkých organizačných zmien a ekonomickej situácie činnosť najmä košickej, spišskonovoveskej a žilinskej pobočky až neúmerne ochabla (najmä v roku 1993 a 1994). Verím, že po voľbe nových výborov spomenuté pobočky nadviažu na predchádzajúce dobré tradície. Osobitne sa to dotýka košickej pobočky, ktorej nový výbor je istou garanciou opätovného oživenia aktivity.

Činnosť odborných skupín podrobne analyzovala správa doc. Reichwaldera na plenárnej schôdzke bratislavskej pobočky. Len na informáciu uvádzam, že celkový počet prednášok na konferenciách, seminároch a na individuálnych akciách bol 475 a účastníkov 2659. V tejto súvislosti treba spomenúť aj činnosť odbornej skupiny zberateľov nerastov a skamenenín. Usporadúvala priemerne tri burzy za rok s niekoľkými desiatkami vystavovateľov a s 1777 účastníkmi.

Stručný kvantitatívny výpočet činnosti SGS je iba jedným z ukazovateľov širokej palety jej aktivít. Okrem už spomenutého šírenia odborných poznatkov vytvára platformu na šírenie takej verejnej mienky, aká v celospoločenskom kontexte geológii spolu s ekologickými a environmentalistickými aspektmi patrí. Práve ekologické a environmentalistické otázky sa čoraz vý-

raznejšie dostávajú do popredia záujmu spoločnosti, čo by sa malo odzrkadliť aj v budúcej činnosti SGS. Jej postavenie a autorita budú také, aké si spoločným úsilím vytvoríme. Tomuto cieľu môže nezištne pomôcť každý stavovsky cítiaci geológ, ale najmä geologické inštitúcie.

Dovoľte, aby som sa poďakoval všetkým zodpovedným pracovníkom GÚDŠ za ich doterajšiu pomoc a ústretovosť, a to aj v súvislosti s bezplatným prepožičiavaním zasadacej miestnosti, ale aj s inou činnosťou SGS. Aj v budúcich rokoch bude nevyhnutné udržiavať, resp. obnoviť dobrú spoluprácu medzi geologickými inštitúciami a spoločnosťou, resp. uzavrieť (príp. obnoviť) dohody o spolupráci.

SGS je spoluzakladateľom a spoluvydavateľom dnes už nielen u nás, ale aj v zahraničí známeho časopisu Mineralia Slovaca. Na tomto základe v ňom SGS zverejňuje všetky významnejšie abstrakty zo seminárov, resp. sympózií aj z individuálnych prednášok, ako aj rozličné správy zo života SGS. Osobitnú pozornosť si zasluhuje publikovanie polročného plánu jej činnosti. Treba poznamenať, že práve s osvedčeným zverejňovaním plánu aktivity má v poslednom období výbor SGS veľké ťažkosti. Budúci výbor sa bude musieť s tým vyrovnať. Hoci náš podiel na financovaní časopisu je skromný (25 až 40 tisíc Sk), pre odberateľov členov SGS nie zanedbateľný. Z uvedenej sumy sa poskytuje subvencia až 150 Sk, a tak je cena periodika aj po zvýšení stále prijateľná a pre odberateľa člena SGS (členské je 50 Sk), výrazne zvýhodnená.

Výbor SGS prijal veľmi pozitívne iniciatívu istého okruhu zriaďovateľov na vydávanie populárno-odborného časopisu Opál. Podľa informácií, ktoré sme dostali, sa pre finančné ťažkosti tento zámer doteraz nerealizoval.

V kompetencii SGS je aj iniciatívne podávanie návrhov na odmenu zo Slovenského literárneho fondu. Až donedávna sa návrhy podané pri významných životných jubileách akceptovali až na 70 %, ale teraz je pre reštrikciu realita celkom iná. Podľa čerstvých informácií sa pripravuje nový štatút udeľovania odmien z tohto fondu, čo by mal mať nový výbor na zreteli.

Pre viaceré celospoločenské legislatívne zmeny je nevyhnutné upraviť aj Stanovy SGS. Keďže každú zmenu v nich musí schváliť valné zhromaždenie, oboznámim Vás s navrhovanými úpravami. Sú väčšinou formálneho rázu. Ide napr. o nahradenie spojenia „ústredný výbor" slovom „výbor" v celom texte a nasledujúce úpravy:

- „SGS pôsobí ako samostatný subjekt pri SAV", sa vypúšťa „pri SAV";
- § 3, b. 5, navrhuje sa, aby čestné členstvo schvaľoval aj výbor spoločnosti, nie len valné zhromaždenie;
- § 4 (práva a povinnosti členov spoločnosti), bod 1 pís. f, navrhuje sa: „člen má právo požiadať o odporučenie osvedčenia o odbornej spôsobilosti";
- § 5 (zánik členstva v b. 2), namiesto slova „vylúčenia" sa odporúča spojenie „členstvo môže byť zrušené";
- § 7, b. 1., odporúča sa, aby sa valné zhromaždenie konalo každé 2 roky (namiesto 4 rokov);
- § 7 sa odporúča doplniť o samostatnú kauzu stanovujúcu, že valnému zhromaždeniu SGS musia predchádzať valné zhromaždenia v pobočkách a v odborných skupinách;
- § 7, písm. i, z pragmatického hľadiska je diskutabilná štylizácia „do výsledku hlasovania valného zhromaždenia sa pri volbe výboru SGS započítavajú výsledky hlasovania z valného zhromaždenia pobočiek";
- § 7, b. 4, v prípade neúčasti nadpolovičnej väčšiny členov SGS sa odporúča skrátiť čas čakania z polhodiny na štvrťhodinu;
- § 14, b. 1 sa dopĺňa o povinnosť výboru verejne (dostupnou formou, najlepšie tlačou) informovať členov o činnosti SGS;
- § 17, vypúšťa sa celý bod 1, týkajúci sa povinností a vzťahu k Českej geologickej spoločnosti; pôvodný bod 2 sa odporúča doplniť takto: „okrem spolupráce so zahraničnými spoločnosťami spolupracuje s Európskou asociáciou geologických spoločností a s Medzinárodnou úniou geologických vied (IUGS)".

Návrh upravených stanov je v 25 exemplároch k dispozícii v pléne. Hlasovanie o jednotlivých bodoch a o celých stanovách SGS sa uskutoční až po diskusii o nich.

V súlade so Stanovami SGS sa výbor rozhodol rozšíriť rady čestných členov. Na základe predložených návrhov za aktívnu činnosť v SGS, resp. za jej podporu a pozitívnu spoluprácu s ňou navrhuje za čestných členov: prof. Ing. Miloslava Böhmera, CSc., RNDr. Jána Ilavského, DrSc., RNDr. Dušana Kubínyho, CSc., doc. Ing. Róberta Marschalka, DrSc., prof. RNDr. Milana Mišíka, DrSc., prof. RNDr. Cyrila Varčeka. Súčasne žiadam, aby plénum navrhlo ďalších kandidátov (RNDr. Ing. Ján Burian, CSc., a prof. Ing. Milan Matula, DrSc.). Zo zahraničia boli za čestných členov navrhnutí: prof. RNDr. Vladimír Homola, CSc., RNDr. Vojen Ložek, DrSc., prof. Ing. Vojtěch Mencl, DrSc., Ing. Miroslav Michalíček, CSc., prof. RNDr. Miloš Suk, DrSc., Ing. Václav Šimánek, CSc.

Zároveň oznamujem, že sa Slávikova medaila za aktívnu činnosť pri príležitosti životného jubilea udeľuje RNDr. Antonovi Bielemu, CSc., RNDr. Ondrejovi Frankovi, DrSc., RNDr. Pavlovi Greculovi, DrSc., RNDr. Ábelovi Tužinskému a za vyše štvrťstoročnú štatočnú prácu pani Emílii Mašurovej.

Vážené kolegyne, kolegovia, mieru, v akej si výbor splnil povinnosti, zhodnotíte sami. Ja s plnou zodpovednosťou vyhlasujem, že si každý člen výboru v rámci svojich možností plnil povinnosti dôsledne. Nemali by sme strácať zo zreteľa, že ide o dobrovoľnú prácu nielen v záujme geologickej pospolitosti, ale už aj samej vedy a formovania verejnej mienky celej spoločnosti. Dovoľte, aby som sa osobitne poďakoval všetkým členom výboru, ktorý pracoval v zložení: podpredseda RNDr. Eduard Köhler, CSc., vedecký tajomník RNDr. Ondrej Franko, DrSc., hospodár RNDr. Michal Zakovič; revízori: RNDr. Ján Horniš a RNDr. Anna Hašková.

Za činorodú prácu som vďakou zaviazaný aj predsedom pobočiek: RNDr. Milanovi Háberovi, CSc., doc. RNDr. Petrovi Reichwalderovi, CSc., Ing. Martinovi Radvancovi, CSc., a RNDr. Ábelovi Tužinskému; ako aj predsedom odborných skupín: RNDr. Milanovi Deščíkovi (za rok 1991 RNDr. Petrovi Džuppovi, CSc.), RNDr. Štefanovi Méresovi (do roku 1992 doc. RNDr. Viliamovi Vilinovičovi, CSc.), RNDr. Petrovi Malíkovi, doc. RNDr. Rudolfovi Holzerovi, CSc., RNDr. Milanovi Gargulákovi, CSc., RNDr. Jozefovi Michalíkovi, DrSc., RNDr. Petrovi Ostroluckému (do 23.3.1993 RNDr. Dušanovi Wunderovi, CSc.), RNDr. Michalovi Kováčovi, CSc. (do 23.3.1993 doc. Ing. Róbertovi Marschalkovi, DrSc.), RNDr. Dušanovi Plašienkovi, CSc., RNDr. Ladislavovi Šimonovi, RNDr. Jánovi Miškovicovi, CSc., a napokon všetkým, ktorí sa akoukoľvek mierou zaslúžili o činorodú prácu SGS. Vám prítomným, ako aj ostatným členom SGS úprimne želám veľa zdravia a osobných úspechov a budúcemu výboru veľa chuti a trpezlivosti v ďalšej náročnej, ale záslužnej činnosti našej spoločnosti.

# Zameranie Slovenskej geologickej spoločnosti v budúcnosti

Prednesený referát by mal byť východiskom do diskusie o ďalšom zameraní činnosti SGS a po doplnení o námety, ktoré z diskusie vyplynú, by sa mal stať rámcovým podkladom pre nový výbor SGS pri príprave plánu aktivity a úloh spoločnosti v nasledujúcom období. Výbor SGS odporučil, aby sa pri zostavovaní plánu vychádzalo zo súčasného a predpokladaného budúceho postavenia a úloh geológie v Slovenskej republike.

Pre uplynulé funkčné obdobie výboru SGS boli charakteristické veľké celospoločenské zmeny a v transformujúcej sa ekonomickej sfére, čo výrazne poznamenalo aj vývoj slovenskej geológie. Tá prestala byť samostatným národohospodárskym rezortom a hľadá si miesto v meniacej sa ekonomickej a spoločenskej štruktúre štátu. Toto hľadanie prebieha v čase, keď sa ustavične mení hierarchia ekonomických aj spoločenských priorít. Nastáva útlm vo vyhľadávaní a využívaní domácich zdrojov väčšiny nerastných surovín a oveľa väčší dôraz sa kladie na aktivity späté s environmentálnou politikou, najmä s ochranou životného prostredia. Už dlhší čas je to celosvetový trend alebo aspoň trend vo vyspelých krajinách. Ale kým vo vyspelých ekonomikách pri takejto transformácii hrala významnú úlohu aj samotná geológia, o našom súčasnom celospoločenskom vývoji to povedať nemožno. Dnes je u nás veľmi rozšírený pohľad na geológiu najmä cez prizmu negatívneho ekologického vplyvu baníctva a ťažby surovín na životné prostredie. Geológia sa často s nimi dáva do jedného vreca a jej hlavné poslanie sa aj dnes spája s týmito aktivitami. Preto sa geológia presadzuje dosť ťažko a ani v budúcnosti sa nebude automaticky chápať ako rozhodujúci alebo aspoň ako významný partner v oblasti ekologickej a environmentalistickej politiky. Preto neprekvapujú dosť rozšírené názory o neperspektívnosti geológie a geologických vied a o potrebe ich ďalšieho radikálneho útlmu. Nepochopiteľné je, že nositeľmi takýchto náhľadov sú často tí, ktorí by mali mať eminentný záujem o čo najširšie a najaktuálnejšie geologické informácie a podklady a o ich využívanie pri tvorbe environmentalistickej politiky.

Takúto geológii objektívne prislúchajúcu, ale v súčasnosti u nás vonkoncom nie všeobecne akceptovanú pozíciu by mala slovenská geológia čo najskôr získať najmä vlastným úsilím a aktívnym vytváraním verejnej mienky, ktorá by význam geológie posudzovala objektívne, správne chápala potrebu geologických vied a geologických informácií v harmonickom rozvoji ekologického a environmentalistického myslenia spoločnosti a v široko chápanej environmentalistickej politike. V tom by malo byť jedno z ťažísk budúcej činnosti SGS, a to či už cez individuálnu aktivitu členov, cez činnosť regionálnych pobočiek, ale najmä prostredníctvom odborných skupín a profesijných asociácií geológov. SGS by mohla a mala plniť úlohu koordinátora rozličných akcií zameraných na to, aby slovenská geológia získala vo vedeckej, ekonomickej a celospoločenskej štruktúre štátu také postavenie, aké jej patrí.

Transformácia ekonomiky vyvolala v bývalom geologickom rezorte veľké organizačné zmeny, charakteristické najmä transformáciou veľkých geologických organizácií. Namiesto niekoľkých veľkých vzniká rad menších podnikateľských subjektov zaoberajúcich sa geologickou činnosťou. Ich počet možno vyjadriť viacerými desiatkami, pričom počet individuálnych subjektov podnikajúcich v geologickej oblasti je neporovnateľne vyšší. Súčasne sa formuje nová Slovenská geologická služba. Zmeny vyvolala nevyhnutná transformácia našej ekonomiky na trhový mechanizmus, výrazné potlačenie štátneho vplyvu, ale aj štátnej podpory na mnohé geologické aktivity. Relatívne jednotná a koordinovane riadená geológia je nenávratnou minulosťou.

Pre väčšinu podnikateľov v oblasti geológie sú dnes, pochopiteľne, komerčné aktivity prioritné, ale často takto jednostranné hľadia aj na potrebu a význam SGS v jej terajšej podobe. Nie je ojedinelý názor, že by sa mala postupne pretransformovať do takej podoby, aby plnila najmä úlohy odbornej komory zastrešujúcej profesijné združenia geológov. Vytvoriť Slovenskú geologickú komoru ako inštitúciu koordinujúcu a zastrešujúcu profesijné združenia geológov, presadzujúcu ich spoločné záujmy pri tvorbe hospodárskej a sociálnej politiky a zúčastňujúcu sa na nej v záujme rozvoja a zveľaďovania geológie v Slovenskej republike je alebo skôr či neskôr bude veľmi potrebné. Ale mala by to byť samostatná inštitúcia schopná so SGS v mnohých oblastiach úzko spolupracovať pri zveľaďovaní slovenskej geológie a pri získavaní takého postavenia pre geológiu v ekonomickej a spoločenskej štruktúre štátu, aké jej podľa významných úloh a medzirezortnej povahy objektívne patrí.

SGS by mala zostať najmä vedeckou spoločnosťou, združujúcou profesijných geológov, ale v súlade so stanovami aj ostatných pracovníkov s vysokoškolským vzdelaním z oblasti geológie a z príbuzných vedných odborov, ďalej študentov geológie, ako aj záujemcov o členstvo aktívne konajúcich v záujme geológie. Mala by byť oveľa širším a otvorenejším združením geológov a s geológiou spriaznených osôb, ako predstavujú profesijné združenia geológov. Od takého zloženia členov SGS by sa mala odvíjať aj jej činnosť a jej hlavným cieľom by malo byť:

- Rýchlo rozširovať nové vedecké poznatky z geológie a organizovať ich výmenu medzi geologickými špecializáciami.
- Zvyšovať odbornú úroveň členov, najmä mladých geologických pracovníkov.
- Integrovať a propagovať výsledky slovenskej geológie na domácich a medzinárodných fórach.
- Skvalitňovať vedeckú a formálnu stránku prezentácie geologických poznatkov členmi spoločnosti doma a vo svete.
- Všestranne pomáhať pri integrovaní slovenskej geológie, odborných geologických združení a jednotlivých členov SGS do medzinárodných geologických orgánov, inštitúcií a vedeckých programov.
- Rozvíjať aktívnu vedecko-popularizačnú činnosť na zvyšovanie geologického vedomia nielen medzi geológmi, ale v čo najširších vrstvách obyvateľstva tak, aby sa stalo integrálnou zložkou všeobecného spoločenského vedomia a správne formovanej verejnej mienky.

- Pomáhať všestranne skvalitňovať výučbu nových geologických poznatkov príťažlivými metódami a formami v základných a stredných školách a špecializovanej výučby na stredných odborných školách a na univerzitách.
- Informovať o progresívnych trendoch vo vývoji geologických vied vo svete.
- Prehlbovať demokratické a etické princípy vo vede, výskume a v komerčnej geologickej činnosti.
- Prehlbovať legislatívne a právne aspekty v geologických činnostiach, zvyšovať právne vedomie členov.
- Byť garantom tvorby národného geologického dedičstva, ktoré tvoria najhodnotnejšie geologické výtvory, scenérie, predmety (minerály, skamenneniny, horniny), ale aj najvýznamnejšie diela slovenských geológov. Toto dedičstvo by sa malo stať integrálnou súčasťou národného prírodného a kultúrneho dedičstva.

Jedným z prvých krokov v slovenskej geológii v novej realite je vznik viacerých profesijných geologických združení - asociácií, ktoré v súčasnosti existujú ako samostatné právnické subjekty s početnou členskou základňou. Ich vznik odráža novú situáciu, a najmä potrebu chrániť v trhovej ekonomike profesijné záujmy skupín geológov rovnakého odborného zamerania. Takéto združenia vznikli hlavne v oblasti aplikovanej geológie (inžinierska geológia, hydrogeológia, ložisková geológia, geofyzika), ale skôr či neskôr sa dá očakávať aj vznik ďalších odborných združení geológov. Cieľom väčšiny z nich je garantovať vysokú profesionálnosť podnikateľských aktivít, starať sa o metodický a odborný rozvoj vednej disciplíny, ale aj zvyšovanie profesionálnej a etickej úrovne členov. Ale pri svojej odborno-organizačnej činnosti vykonávajú mnohé aktivity obsahovo veľmi podobné tým, akým sa venujú odborné skupiny podobného zamerania v rámci SGS. Preto by bolo obojstranne užitočné - ako to napokon vyplynulo aj z diskusie s reprezentantmi združení, doriešiť vzájomné vzťahy a dohodnúť spôsob vzájomne výhodnej spolupráce v tých oblastiach, ktoré majú podľa stanov podobný obsah. Obsah, formy a podmienky vzájomnej spolupráce by sa mali konkretizovať v písomných dohodách o spolupráci (ide o spoluprácu samostatných právnických subjektov).

Nová situácia v slovenskej ekonomike sa prejavuje výrazným poklesom finančných zdrojov zo štátneho rozpočtu. To sa nevyhnutne prejavuje nielen poklesom aktivity vo výskume, ale aj v geologickej výchove. S takýmto stavom nemôžeme byť spokojní, ale chápeme, že štátny rozpočet nemôže rozdeľovať to, čo nemá. Berme to ako nevyhnutné prechodné obdobie, ktoré naša geológia musí prekonať s čo najmenšou ujmou do budúcnosti. Rád by som vyslovil presvedčenie, že napriek nepriaznivej ekonomickej situácii, ktorá sa dotýka všetkých našich pracovísk, a tým bezprostredne aj väčšiny z nás, nájdeme dostatok vnútorných síl, záujmu a odhodlania neustále rozvíjať našu stavovskú organizáciu, prispôsobovať sa novým podmienkam, a najmä pripravovať dobré východiská pre ďalší rozvoj slovenskej geológie a jej rýchlu integráciu do medzinárodných geologických inštitúcií. Na splnenie týchto predsavzatí nebude stačiť nadšenie niekoľkých jednotlivcov, ale bude potrebná aktívna účasť čo najväčšieho počtu geológov a priaznivcov geológie.

*P. Reichwalder*

# Uplatňovanie etických a demokratických princípov vo vede

(tézy prednášky na plenárnom zhromaždení
Slovenskej geologickej spoločnosti v Bratislave 10.11.1994)

Ľudská spoločnosť najmä v časoch prevratných spoločenských a ekonomických zmien chápe a uplatňuje základné princípy etiky a demokracie veľmi nejednotne. V plnom rozsahu to platí aj o oblasti vied všeobecne, vedy o Zemi nevynímajúc. Pritom odborné akcie, konferencie, sympóziá, semináre atď. sa donedávna zameriavali výhradne na konkrétne otázky rôznych vedných odborov. Všeobecné zásady, ktorými sa riadi, resp. by sa mala riadiť vedecká komunita, sa ako problémové zámerne obchádzali alebo - prísnejšie formulované - ignorovali. Súčasná situácia vyžaduje zamyslieť sa nad základnými aspektmi vzťahov vnútri komunity tvorivých pracovníkov Akadémie, rezortných ústavov a univerzitných učiteľov. Pritom väčšina otázok vzájomnej koexistencie patrí do sféry uplatňovania zásad etiky a demokracie. Dovolím si uviesť niektoré z nich.

V minulosti vo vedeckej komunite či v inštitúciách často platil (niekde je tak doteraz) *služobný komplex*, čiže vzájomne sa prelínajú služobné právomoci vedúceho pracoviska s prirodzenou autoritou vedeckých osobností. Aby radový pracovník neprichádzal s vedúcim do konfliktu, svoje odborné ambície - najmä v minulosti - podriaďoval ambíciám služobného nadriadeného, a to bez ohľadu na jeho odborné kvality. Bolo to škodlivé, no často umožňovalo schopným „prežiť" - nesúhlas s predstavami nadriadeného sa spravidla interpretoval ako nesúhlas so spoločenským zriadením, čo už často ohrozovalo samu existenciu jednotlivca.

Veľkým nebezpečenstvom, a to najmä v malopočetných alebo uzavretých komunitách ústavov, katedier atď., je prirodzená snaha vlastná každej živej bunke, t. j. *snaha prežiť*. Politologickou terminológiou to možno označiť ako *diktatúru priemeru*. Prejavuje sa veľmi jednoznačne: všeobecne prijaté normy hodnotenia kvality práce sa upravujú (rozumnej: „zmäkčujú"), či dokonca rozličnými formami spochybňujú.

Spoločenská prestíž vedeckého pracovníka či univerzitného učiteľa u nás nebola a doteraz nie je vysoká. Kontrastuje to so situáciou vo vyspelých demokraciách, kde kredit alebo prestíž (nie plat!) vedca či univerzitného učiteľa sú veľmi vysoké. Isto to súvisí aj s tým, že vedecká komunita u nás - vyjadrené medicínskou terminológiou - nebola vždy zdravá. Ale výrazný *proces uzdravovania* už je pozorovateľný. Zdravá bude vtedy, keď už v svojich radoch nebude tolerovať „vezúcich sa". No súčasne si všetci uvedomujeme, že *samoregulácia*, najmä v malých spoločenstvách, je veľmi komplikovaný proces.

Z môjho subjektívneho pohľadu medzi základné etické problémy súčasnosti patrí aj malá úcta k práci predchodcov. Vyplýva najmä - no nie iba - z honby za citáciami, t. j. z úsilia o verejné potvrdenie, že špecialisti istého odboru prácu príslušného jednotlivca akceptujú. Uvedený aspekt sa prejavuje v prihojnom citovaní prác kolegov alebo vrstovníkov, a to často bez ohľadu na skutočnú kvalitu či originalitu citovaných (v posledných rokoch často nepublikovaných) prác.

V oblasti etiky je nápadným prežitkom minulosti *nízka sebadisciplína* časti vedeckej komunity. Prejavuje sa rôznorodo. Ide napr. o nedodržanie termínov odovzdania rukopisov, nedodržiavanie pokynov redakcií, nedodržiavanie dohodnutého rozsahu prác atď. Priam zhubným je *syndróm urgencií*: znervózňujú urgujúceho (musí problém dlhodobo sledovať) aj urgovaného („Prečo ma ten J. J. otravuje?"). Príliehavý na to sa mi vidí citát N. Dobrecova: „Ukončiť dela v srok, eto ne delo vremeni, a delo organizacii". Všetci „úspešní" vedci, učitelia atď. sa k tejto myšlienke hlásia, no nielen to, aj sa ňou riadia. Teda *hierarchia priorít* by mala byť vodidlom výskumníka.

Každého tvorivého pracovníka sa dotýka problematika *akceptovania iných ako svojich názorov*. Odlišný odborný názor u nás veľmi často prerastá do osobnej nevraživosti až nepriateľstva. Na tomto mieste pokladám za potrebné upozorniť na to, že len argument proti argumentu (fakt proti faktu), predstava proti predstave či námet proti námetu sú v hľadaní vedeckej objektivity ekvivalentné kategórie.

*Aplikácia základných princípov demokracie vo vede* je právo jednotlivca obhajovať ústne aj písomne), ba dokonca propagovať vlastné predstavy, zistenia, náhľady, závery. V tomto procese sa však individuum musí podriaďovať všeobecným zákonom spoločnosti, v ktorej žije, a súčasne aj etickým normám vedeckej komunity, ako aj dohodnutým princípom klasifikácií a odbornej terminológie a nomenklatúry. V opačnom prípade nastupuje anarchia a jej dôsledkom býva to, že si ani malý okruh špecialistov nerozumie.

*D. Hovorka*

# Umenie neodísť

(Diskusný príspevok na valnom zhromaždení
Slovenskej geologickej spoločnosti v Bratislave 10.11.1994)

Názov tohto príspevku som si požičal z článku Stanislava Bajaníka v Matičných novinách 9. novembra 1994. Autor v jeho úvode píše: „Zložitosť spoločenskej a politickej situácie je vážnym mementom pre všetkých, ktorí boli, sú a budú ochotní vkladať svoj čas a svoju invenciu do všestrannej pomoci ohrozeného slovenského štátu. Pravda, ide o komplex súvislostí, ktoré viažu náš vzťah k novej Slovenskej republike, a nie som si istý, či sme všetci schopní absolvovať zápasy, ktoré nás vháňajú do súbojov s časom."

V príspevku budem hovoriť o ohrození slovenskej geológie. Za ohrozenú ju považujem preto, že z nej odchádzajú najmä tí, ktorí ju dostali na slušnú domácu a medzinárodnú úroveň. Generácia sedemdesiatnikov, ktorí začali rozvíjať našu geológiu na vysokých školách, založili Štátny geologický ústav a postupne ostatné geologické organizácie, z geológie prakticky odišla. Niektorí z nich sa zúčastňujú na riešení úloh niektorých organizácií nie preto, že by ich organizácie potrebovali, ale že si ich kvality (odbornosť, skúsenosť, rozhľadenosť, postavenie) uvedomili jednotlivci - šesťdesiatnici a päťdesiatnici.

Naproti tomu dnešní štyridsiatnici a tridsiatnici, ktorých doba tlačí do vedúcich funkcií, sa domnievajú, že dnešní šesťdesiatnici a päťdesiatnici sú nepotrební, resp. že ich treba „prevalcovať". Ich nepotrebnosť sa všeobecne zdôvodňuje ich neschopnosťou prispôsobiť sa zmeneným spoločensko-ekonomickým podmienkam. Nazdávam sa, že v geológii, ale aj v iných oblastiach sú takéto predstavy falošné a veľmi škodlivé. Po prvé preto, že dnešní šesťdesiatnici oproti mladším generáciám absolvovali gymnáziá a iné stredné školy v demokratickom ovzduší (organizácie SSM, neskôr ČSM začali vznikať asi v rokoch 1949 - 1950). Po druhé preto, že sa v geológii (je to jej zvláštnosť s ohľadom na terénny výskum) možno stať kvalitným odborníkom viac-menej až po štyridsiatke. Prirodzene, geológov uznávaných doma i v zahraničí nie je mnoho. Aj tu platí uznávané pravidlo, že 25 % štatistického súboru tvoria progresívni pracovníci, 25 % „realizátori progresu" a 50 % „výroba". Smutné je, že práve prvých 25 % (sú to DrSc., resp. vedúci vedeckí pracovníci) je v „nemilosti". Kým na fakultách možno robiť do 65 rokov, inde sa „odchádza" do dôchodku po šesťdesiatke. Dôsledkom je, že vedecké pracoviská zostávajú bez vedeckých osobností, resp. organizácie bez osobností vôbec. Osobnosti dokonca chýbajú aj vo vedeckých radách organizácií. Tak revolučne (v prírodných vedách sa uplatňuje evolúcia) organizácie pretrhávajú kontakty nielen doma, lež aj v zahraničí, čím škodia nielen sebe, ale geológii vôbec a v konečnom dôsledku svojmu štátu. Pretože, keby takíto „dôchodcovia" nič iné nerobili, len sa vyjadrovali k novým projektom, ich priebežnej realizácii, záverečným správam, k organizačným zmenám, postaveniu a začleneniu geológie do štátnych štruktúr (sú skúsení a rozhľadení), príslušným organizáciám, geológii a štátu by sa to mnohonásobne vrátilo.

Športovci sa zaoberajú „umením odísť", v geológii je aktuálne „umenie neodísť". Všetci poznáme „mladých starcov" a „starých mladíkov", jedných aj druhých podľa publikácií, vystúpení na domácich a medzinárodných podujatiach, a najmä na akciách SGS. Aj dnešné valné zhromaždenie je pekným príkladom „záujmu" mladých (česť výnimkám) o stavovský život. Takže aj keď budú špičkoví geológovia po šesťdesiatke na dôchodku, nesmú odísť z geológie. Dôkazom toho, že z geológie neodchádzajú, je práve toto zhromaždenie. Treba sa zúčastňovať na akciách SGS a na nich zaujímať stanoviská nielen k predneseným príspevkom, ale aj ku geológii všeobecne. Veď ľudské práva okrem iného nedovoľujú deliť ľudí na starých a mladých. Rozhodovať majú najschopnejší.

Svoj príspevok končím ďalším citátom z článku S. Bajaníka: „Umenie neodísť vtedy, keď ťa najviac treba, považujem za najcharakternejší čin každého občana. Blahoželám tým, ktorí si to nielen uvedomujú, ale tak aj konajú".

*O. Franko*

---

I. BARÁTH a M. KOVÁČ: **Systematika gravitačných tokov v marginálnych sedimentoch paleogénu medzi Markušovcami a Kľuknavou (CKP Hornádskej kotliny)**
(Bratislava, 1994)

Študované paleogénne zlepence a pieskovce sú známe zo série odkryvov medzi Markušovcami a Kľuknavou na južnom okraji Hornádskej kotliny. Usadili sa v paleoreliéfom predisponovanej údolnej štruktúre smeru Z - V. Z genetického hľadiska sú to aluviálne sedimenty usadené mechanizmom gravitačných tokov.

V bazálnej časti sukcesie, rozšírenej predovšetkým v západnej časti študovaného pruhu, sa zistili produkty subaerických gravitačných tokov. Reprezentujú ich chaotické brekcie a zlepence, ktoré sa usadili zo sutinových tokov, pulzujúcich sutinových tokov, prúdových tokov, fluidálnych turbulentných prívalov a vyznievajúcich trakčných prúdov. Pre tieto sedimenty je charakteristická chýbajúca alebo nevýrazná inverzná gradácia, prehustenosť depozičných tokov, oscilácia alebo vzdúvanie sutinovotokových prívalov a prítomnosť erodujúcich prúdových tokov.

V strednej a vrchnej časti sukcesie sú najmä produkty subakvatických gravitačných prúdov. Sedimenty sú zo zlepenca, pieskovca a tenkých vrstiev prachovca, usadených väčšinou zo sutinových, sčasti aj z hustých turbiditných prúdov. O subakvatickom prostredí vzniku okrem uvedenej asociácie s turbiditmi a prítomnosti ílovito-prachovcových medzivrstvičiek svedčí aj bioturbácia jemnozrnnejších sedimentov, stopy po úniku vody a nepravidelné vtláčanie nadložného sedimentu do spodnejšej vrstvy. Oproti subaerickým sedimentom sa produkty subakvatických gravitačných tokov vyznačujú aj lepšou gradáciou, imbrikáciou, častým vertikálnym pribúdaním základnej hmoty smerom k vrchnej časti zlepencových vrstiev a prítomnosťou laminovaných pieskovcov ako produktov turbulentných trakčných prúdov. Morské prostredie depozície potvrdzujú aj nálezy obliakov, ktorých povrch nesie stopy po vŕtavej činnosti litorálnych lastúrnikov.

Prevažná časť zlepencov má petromiktné zloženie a ich klastický materiál je najmä z nízkometamorfovaných klastických a vulkanických hornín paleozoického veku derivovaných zo Spišsko-gemerského rudohoria. Pri týchto sedimentoch sa zistil transport od Z na V pozdĺž jestvujúcej údolnej štruktúry. Potvrdili sa aj postranné prívaly karbonátových brekcií a zlepencov z J až JZ. V smere od Z na V je pozorovateľné pribúdanie subakvatických produktov a v oblasti Kľuknavy vyústenie študovaného prívodového kanála do šarišskej panvy. Deltové čelo tu reprezentujú masívne pieskovce s vtrúsenými obliačikmi, telesá šikmo zvrstvených piesočných barov, ako aj ílovité a uhoľné medzivrstvičky.

# Výbor Slovenskej geologickej spoločnosti

***Predsedníctvo:***
*Predseda:* Doc. RNDr. Peter Reichwalder, CSc.
*Podpredseda:* RNDr. Vladimír Bezák, CSc.
*Vedecký tajomník:* RNDr. Michal Elečko, CSc.
*Hospodár:* RNDr. Oto Miko, CSc.

***Členovia výboru:*** Prof. RNDr. Dušan Hovorka, DrSc.
RNDr. Igor Petrík, CSc.

***Revízori:*** RNDr. Igor Rojkovič, CSc.
RNDr. Jozef Hodermarský

***Predsedovia pobočiek:***
*Banskobystrická:* RNDr. Milan Háber, CSc.
*Bratislavská:* Doc. RNDr. Peter Reichwalder, CSc.
*Košická:* Prof. RNDr. František Zábranský, CSc.
*Spišskonovoveská:* Ing. Martin Radvanec, CSc.
*Žilinská:* RNDr. Milan Demian

***Predsedovia odborných skupín:***
*Geofyzika:* Doc. RNDr. Jozef Lanc, CSc.
*Geochemicko-mineralogická:* RNDr. Štefan Méres
*Hydrogeológia:* RNDr. Katarína Dulovičová
*Inžinierska geológia:* Doc. RNDr. Rudolf Holzer, CSc.
*Ložiská:* RNDr. Milan Gargulák, CSc.
*Paleontológia:* RNDr. Jozef Michalík, DrSc.
*Ropná geológia:* RNDr. Peter Ostrolucký
*Sedimentológia:* RNDr. Michal Kováč, CSc.
*Štruktúrna geológia:* RNDr. Dušan Plašienka, CSc.
*Vulkanológia:* RNDr. L. Šimon
*Zberatelia nerastov a skamenenín:* RNDr. Rudolf Ďuďa

***Predsedovia asociácií:***
*Geofyzika:* Doc. RNDr. Vojtech Gajdoš, CSc.
*Hydrogeológia:* Ing. Pavol Bujalka
*Inžinierska geológia:* Doc. RNDr. Miroslav Hrašna, CSc.
*Ložiská:* RNDr. Karol Piovarczy

# Výbory pobočiek

**Banská Bystrica**
*Predseda:* RNDr. Milan Háber, CSc.
*Členovia:* RNDr. Mária Gálisová
Ing. Milan Okruhlica
RNDr. Milan Petro
RNDr. Juraj Bebej
*Revízor:* RNDr. Ľuboslav Maťo

**Bratislava**
*Predseda:* Doc. RNDr. Peter Reichwalder, CSc.
*Podpredseda:* Doc. RNDr. Vojtech Gajdoš, CSc.
*Tajomník:* RNDr. Dušan Plašienka, CSc.
*Členovia:* RNDr. Ján Vlčko, CSc.
RNDr. Jozef Hók

**Košice**
*Predseda:* Prof. RNDr. František Zábranský, CSc.
*Členovia:* Prof. RNDr. Stanislav Jacko, CSc.
RNDr. Ján Jetel, CSc.
RNDr. Michal Kaličiak, CSc.
RNDr. Július Magyar, CSc.

**Spišská Nová Ves**
*Predseda:* Ing. Martin Radvanec, CSc.
*Podpredseda:* RNDr. Karol Piovarcsy

**Žilina**
*Predseda:* RNDr. Milan Demian
*Členovia:* RNDr. Stanislav Mikoláš
Ing. Dušan Višňovský
RNDr. Alexander Záthurecký

# Plán odborných akcií Slovenskej geologickej spoločnosti na I. polrok 1995

V I. polroku 1995 usporiadajú pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti (Banská Bystrica, Bratislava, Košice, Spišská Nová Ves a Žilina - nepredložila) a odborné skupiny (geofyzikálna, geochemicko-mineralogická, hydrogeologická, inžinierskogeologická, ložisková, paleontologická, ropnej geológie, sedimentologická, štruktúrnej geológie, vulkanologická a zberateľov nerastov a skamenenín) pri Ústrednom výbore Slovenskej geologickej spoločnosti tieto akcie:

**Banskobystrická pobočka** (predseda RNDr. Milan Háber, CSc.)

23.2.1995
Prednáškové popoludnie: Štruktúrno-magmatické predpoklady vývoja vysokotermálnej mineralizácie vo veporiku (Muráň-Tisovec). Zabezpečuje M. Petro.
23.3.1995
Prednáška dr. Kandu: Využitie nových geofyzikálnych prístrojov pri riešení geologických a ekologických problematík. Zabezpečuje M. Háber.
Apríl 1995
Medzinárodný seminár: Textúry minerálov; organizovaný v spolupráci s geochemicko-mineralogickou odbornou skupinou v Banskej Štiavnici.
Zabezpečujú: M. Háber a M. Chovan.
18.5.1995
Seminár: Možnosti štúdia organickej hmoty v laboratóriách GÚ SAV v Banskej Bystrici. Zabezpečuje Kotulová.

**Bratislavská pobočka** (predseda doc. RNDr. P. Reichwalder, CSc.)

26.1.1995
Seminár: Fórum mladých geológov. Zabezpečuje V. Gajdoš.
23.3.1995
Seminár: Príklady stavby a vývoja hercýnskych a predhercýnskych orogénov. Zabezpečujú V. Bezák a J. Šefara.
19.4.1995
Seminár: Problémy výuky geológie na základných školách. Zabezpečuje J. Jablonský.
Jún 1995 (termín sa upresní dodatočne)
Prednáška: Dr. F. Horvath et Dr. L. Csontos (Eötvös L. University, Budapest): Seismostratigraphy - indications of tectonic structures from seismic profiles. (A short course). Zabezpečuje M. Kováč.

Geofyzikálna skupina (predseda doc. RNDr. J. Lanc, CSc.)

2.3.1995
Prednáškové popoludnie: Geofyzikálna interpretácia geologickej stavby niektorých pohorí (Vtáčnik, Chvojnická pahorkatina, Veľká Fatra, Tríbeč).
13.4.1994
Prednáškové popoludnie: Netradičné využitie geofyzikálnych metód (vyhľadávanie munície, Rn prieskum, meranie napäťových tlakov v bani Handlová).
8.6.1995
Prednáškové popoludnie: Geofyzikálne a inžiniersko-geologické podklady pre riešenie skládok.
Akcie zabezpečuje J. Lanc.

Geochemicko-mineralogická skupina (predseda RNDr. Š. Méres)

19.1.1995
Kolokvium: Vybrané problémy petrológie a mineralógie Západných Karpát.
M. Janák: Problematika vysokostupňovej metamorfózy - parciálnej anatexie vo vybraných pohoriach kryštalinika Západných Karpát.
M. Putiš: Tektonometamorfóza a reológia extenzných strižných zón v kryštaliniku Západných Karpát a východného okraja Álp.
M. Dyda: Resorbcia granátu v malokarpatských periplutonických zónach.
Š. Dávidová: Sľudy z pegmatitov Západných Karpát.
D. Hovorka: Mezozoické ofiolity Karpatského oblúka.
M. Chovan: Problematika mineralogicko-genetického výskumu rudných mineralizácií Západných Karpát.
P. Hvožďara: Metalogenéza veporika.
S. Iró: Príspevok k objasneniu genézy sideritu na ložisku Nižná Slaná.
V. Ďurovič: Výsledky výskumu karbonatických hornín karpatského keuperu.
Zabezpečuje M. Janák.
9.3.1995
M. Chovan, P. Hanas & P. Andráš: Nové údaje o Au-Sb mineralizácii Malých Karpát. Zabezpečuje Š. Méres.
M. Dyda: Petrologický význam resorbcie granátu. Zabezpečuje Š. Méres.
1.6.1995
M. Kohút & K. Marsina: Chemizmus granitoidných hornín Západných Karpát. Zabezpečuje Š. Méres.

Hydrogeologická skupina (predseda RNDr. K. Dulovičová)

Marec 1995 (termín sa upresní)
Prednáškové popoludnie: Ochrana podzemných vôd pred znečistením zo skládok - nové poznatky.
25.5.1995
Seminár Zmeny hydrogeologických a hydrologických pomerov záujmových území v dôsledku činnosti VD Gabčíkovo (predbežné výsledky VÚVH, SHMÚ a i.)
Akcie zabezpečuje K. Dulovičová

Inžinierskogeologická skupina (predseda Doc. RNDr. R. Holzer, CSc.)

9.2.1995
Seminár: Procesy zvetrávania hornín a metódy ich výskumu. Zabezpečujú R. Holzer a V. Jánová.
16.3.1995
Seminár: Stabilita svahov. Zabezpečujú R. Holzer a V. Jánová.

Ložisková skupina (predseda RNDr. M. Gargulák, CSc.)

20.4.1995
Seminár: Ekologické aspekty ťažby nerastných surovín. Zabezpečujú P. Pauditš a V. Šucha.

Paleontologická skupina (predseda RNDr. J. Michalík, DrSc.)

16.2.1995
M. Bezuchová: Výskum metodiky separácie fosílnych peľových zŕn a spór.
29.3.1995
Z. Hlošková: Palynologický výskum hornín z vrtu Držkovce-1.
K. Fordinál: Vrchnopanónska fauna východného okraja Považského Inovca.
Akcie zabezpečuje D. Reháková.
27.4.1995
Terénny seminár: Vývoj paleoprostredia paleogénneho borovského súvrstvia medzi Plaveckým Podhradím a Plaveckým Mikulášom v Malých Karpatoch (vedúci exkurzie E. Köhler). Zabezpečuje J. Michalík.
4.5.1995
Seminár Nové mikropaleontologické poznatky z výbrusového štúdia karbonátových sekvencií. Zabezpečuje J. Michalík.

Skupina ropnej geológie (predseda RNDr. P. Ostrolucký)

18.5.1995
Odborný seminár: Zhodnotenie perspektív vyhľadávania uhľovodíkov v Západných Karpatoch (seminár bude zameraný na zhodnotenie 1. etapy úlohy geologického výskumu a prieskumu). Zabezpečuje P. Ostrolucký.

Sedimentologická skupina (predseda RNDr. M. Kováč, CSc.)

22.3.1995
J. Lexa: Vulkanoklastické sedimenty. Zabezpečuje M. Kováč.
Apríl 1995 (termín sa upresní dodatočne)
Prednáška Dr. Orsolya Sztanó (ELTE Budapešť): Sekvenčná stratigrafia.
11. - 12.5.1995
Terénny seminár v Malých Karpatoch.
Zabezpčujú: D. Plašienka a M. Kováč

Skupina štruktúrnej geológie (predseda RNDr. D. Plašienka, CSc.)

30.3.1995
Prednáškové popoludnie - zabezpečujú F. Marko a P. Kováč.
11. - 12.5.1995
Terénny seminár v Malých Karpatoch. Zabezpečujú: D. Plašienka a M. Kováč.

Vulkanologická skupina (predseda RNDr. L. Šimon)

6.4.1995
Seminár: Úvod do problematiky transportu a uloženia povrchových pyroklastických prúdov. Zabezpečujú: L. Šimon a J. Lexa.

**Košická pobočka** (predseda Prof. RNDr. F. Zábranský, CSc.)

Február 1995
M. Kaličiak: Treťohorný vulkanizmus Egejského oblúka (Grécko), časovo-priestorový vývoj vulkanizmu, petrochemická charakteristika, geotektonické podmienky vzniku.
L. Petro a Z. Spišiak: VII. kongres IAEG Lisabon, september 1994.
Marec 1995
S. W. Faryad: Vysokotlaková metamorfóza meliatskej jednotky.
Apríl 1995
Z. Bacsó: Metalogenéza hraničnej zóny Západných a Východných Karpát.
20.5.1995
III. burza minerálov, drahých kameňov a fosílií. Zabezpečuje R. Ďuďa.

**Spišskonovoveská pobočka** (predseda Ing. M. Radvanec, CSc.)

Prípravné práce na I. celoštátny zjazd Slovenskej geologickej spoločnosti, ktorý sa bude konať v roku 1995

**Žilinská pobočka** (predseda RNDr. M. Demian)

Plán akcií na I. polrok nepredložili

# Zasadanie komisie pre minerálne a termálne vody v Bojniciach

25. - 30. septembra 1994 zasadala v Bojnických kúpeľoch (liečebný dom Baník) Komisia pre minerálne a termálne vody pri Medzinárodnej hydrogeologickej spoločnosti (IAH - CMTW). Komisia bola založená na 23. medzinárodnom geologickom kongrese v Prahe roku 1968. Za jej člena som bol na návrh Národného hydrogeologického komitétu prijatý roku 1969 na 2. medzinárodnom balneotechnickom sympóziu v Piešťanoch. Zasadanie zorganizoval Geologický ústav D. Štúra pod vedením člena komisie O. Franku.

Zasadanie komisie sa za uplynulých 25 rokov na Slovensku konalo po prvýkrát. Komisia zasadá každý rok v inom štáte a štáty súčasne prezentujú svoje výsledky z výskumu a prieskumu minerálnych a termálnych vôd. Vždy sú to najaktuálnejšie a najdôležitejšie výsledky. V takom duchu sme aj my prezentovali výsledky dosiahnuté pri ochrane minerálnych vôd.

Program zasadania komisie:

26.9.1994 (pondelok): odborné prednášky, prehliadka balneozariadení kúpeľov, rokovanie komisie

27.9.1994 (utorok): exkurzia po výverovej oblasti bojnických term, prehliadka Bojnického zámku, exkurzia do plniarne v Budiši a do kúpeľov Turčianske Teplice

28.9.1994 (streda): exkurzia do kúpeľov Piešťany, prehliadka Trenčianskeho zámku

29.9.1994 (štvrtok): exkurzia do klimatických kúpeľov Vysoké Tatry - Mlynická dolina, Štrbské pleso, liečebný dom Helios, kúpele Lúčky

30.9.1994 (piatok): rokovanie komisie.

Na zasadaní komisie boli zastúpené tieto štáty (v zátvorke počet účastníkov): Austrália (1), Brussel, resp. Európske spoločenstvo (1), Česko (2), Egypt (1), Fínsko (1), Francúzsko (1), Holandsko (1), Irán (1), Maďarsko (2), Portugalsko (2), Slovinsko (1), Slovensko (5).

Účastníkov zasadania privítal v nedeľu večer O. Franko, J. Jamrich (riaditeľ kúpeľov Bojnice) a K. Vrana (riaditeľ Geol. ústavu D. Štúra Bratislava).

V pondelok sa vo vedeckej časti zasadania komisie prezentovalo 7 príspevkov. My sme na začiatku premietli film o prieskume minerálnych vôd a o ich ochrane (neskôr aj film o geotermálnej energii). Potom odzneli príspevky o bojnických termálnych vodách a ich ochrane (O. Franko), o minerálnych vodách v oblasti Santovka - Dudince - Slatina a ich ochrane (L. Melioris) a o bardejovských minerálnych vodách a ich ochrane (D. Marcin). Zahraniční účastníci referovali o hydrogeologických črtách alkalicko-sulfidových a uhličitých prameňov Portugalska (C. Colado), o minerálnych vodách bázických a ultrabázických masívov Portugalska (M. Ferreira), o vývoji legislatívy Európskeho spoločenstva vo vzťahu k ťažbe a marketingu prírodných minerálnych vôd (J. Risler) a o nových štruktúrach minerálnych vôd pre plniarne v západných Čechách (B. Vylita a T. Vylita). Poobede pri prehliadke balneozariadení v kúpeľoch Bojnice exkurzantov sprevádzal a výklad podával MUDr. J. Kader.

V utorok doobeda pri prehliadke bojnickej výverovej oblasti a jej prameňov podával výklad O. Franko a námestník riaditeľa kúpeľov Ing. D. Vrablica. Poobede v Budiši podala hydrogeologický výklad G. Vandrová a H. Bergerová (INGEO, a. s., Žilina) a o plniarni vedúci závodu M. Hulla. V Turčianskych Tepliciach o hydrogeológii termálnych vôd porozprávala G. Vandrová a H. Bergerová a o balneozariadeniach a liečbe riaditeľ kúpeľov MUDr. L. Čarvaga, správca kúpeľov R. Anderlitschek a balneotechnik Ing. K. Kuchár.

V stredu doobeda zoznámil s hydrogeológiou piešťanských termálnych vôd exkurzantov O. Franko. Výklad po balneozariadeniach a akumulačnej čerpacej stanici zabezpečil Ing. J. Dulla so svojimi spolupracovníkmi (V. Tencerová, Ing. R. Madlo).

Vo štvrtok doobeda podal výklad o liečení vo Vysokých Tatrách v liečebnom dome Helios dr. D. Salát. V Helióse podali kúpele účastníkom obed. Pri prehliadke športového areálu v Mlynickej doline a na Štrbskom plese podával výklad O. Franko a L. Melioris. Cestou do kúpeľov Lúčky L. Melioris na Podbanskom oboznámil exkurzantov s minerálnymi vodami Tatier. Exkurzanti ochutnali uhličitú minerálnu vodu v Račkovej doline. K večeru v kúpeľoch Lúčky podala hydrogeologický výklad G. Vandrová a H. Bergerová a balneotechnik kúpeľov P. Krbaťa. Výklad o liečení a pri prehliadke balneozariadení podal riaditeľ kúpeľov MUDr. M. Mayer.

V pondelok poobede a piatok doobeda prebiehalo vlastné rokovanie komisie. Zhodnotilo stav riešenia bežiacich projektov (princípy ochrany minerálnych a termálnych vôd, hydrogeotermia, terminológia, projekt $CO_2$, projekt Ca-Cl soľanky, história hydrogeológie, štatút komisie) a prijalo nové projekty. V budúcom roku podáme návrh na projekt História prírodovedného skúmania minerálnych vôd (pripraví O. Franko, L. Melioris a D. Marcin). Prof. L. Meliorisa prijali za člena komisie a D. Marcin z GÚDŠ sa stal členom kandidátom. Zasadanie roku 1995 bude v Bulharsku alebo vo Francúzsku.

*O. Franko*

Účastníci zasadania IAH-CMTW 1994, Bojnice, liečebný dom Baník, na schodoch pred vchodom.

## 16. plenárne zasadnutie (kongres) IMA v Pise

Medzinárodná mineralogická asociácia (International Mineralogical Association, IMA) je jednou z najväčších, najstarších a zároveň aj najaktívnejších asociácií združených v Medzinárodnej únii geologických vied (IUGS). Jej plenárne zasadnutia sa konajú raz za štyri roky (vždy medzi zasadnutiami Medzinárodného geologického kongresu). 16. plenárne zasadnutie (kongres) IMA sa uskutočnilo v talianskej Pise 4. - 9. septembra 1994.

IMA združuje mineralógov, ale jej aktivity podporujú a aktívne sa na nich zúčastňujú aj petrológovia, geochemici, špecialisti pre nerastné suroviny a i. Takéto pestré zloženie členov IMA a sympatizantov sa odrazilo aj v skladbe účastníkov na jej 16. plenárnom zasadnutí.

Pre relatívne ľahkú dostupnosť Pisy sa aj zo Slovenska na zasadnutí zúčastnila početná delegácia (9 účastníkov).

Zasadnutia sekcií 16. plenárneho zasadnutia IMA v Pise prebiehali v kongresovom paláci tohto univerzitného mesta. Zúčastnilo sa na nich 904 vedcov zo 44 štátov celého sveta. K nim treba pripočítať aj 130 sprevádzajúcich osôb. Na zasadnutí odznelo dovedna 314 ústnych prezentácií výsledkov vedeckovýskumných aktivít jednotlivcov a pracovných tímov. Rastúci význam posterov potvrdzuje fakt, že sa ich predstavilo okolo 500. Boli zoradené do tematických celkov. Počet posterov, ale aj všeobecný a vysoký záujem o prezentovanie výsledkov touto formou dokumentuje ustavične stúpajúci význam posterových sekcií na veľkých medzinárodných odborných podujatiach. Publikovanie výsledkov v posterových sekciách konferencií (kongresov) umožňuje totiž aj bezprostredný osobný styk s ich autormi, výmenu adries, informácií, separátov atď. Vynikajúce stvárnenie výraznej väčšiny posterov a ich umiestnenie v rozsiahlych priestoroch kongresového paláca poskytli dobrý obraz o súčasných určujúcich smeroch mineralogických/geochemických/petrologických či v im blízkych aktivitách. Ústne informácie spolu s postermi obsahuje prehľadne usporiadaný zborník abstraktov s 1162 titulmi.

Aj napriek recesii, ktorá dolieha na vedy o Zemi na celom svete, súčasťou 16. plenárneho zasadnutia IMA boli aj exkurzie pred zasadnutím a po ňom. Pred zasadnutím sa konali tieto exkurzie:

— Pegmatity centrálnych Álp a ich minerály,
— Rudné ložiská a lomy mramorov Apuánskych Álp.

Po zasadnutí IMA sa uskutočnili nasledujúce exkurzie:

— Vysokotlaková metamorfóza Západných Álp,
— Petrológia, geológia a rudné ložiská paleozoického podkladu Sardínie,
— Recentný vulkanizmus oblasti Neapola (Vezuv, Ischia, Flegrejské polia),
— Aktívny vulkanizmus Sicílie (Etna a priľahlé vulkány).

V priebehu zasadnutia sa konali aj kurzy a burza softwarov:

— Fluidné inklúzie v mineráloch,
— Práškova difrakcia,
— Zobrazovacia analýza (Image analysis),
— Burza softwarov.

Počas 16. plenárneho zasadnutia IMA sme nadviazali kontakt s najvyššími predstaviteľmi tejto asociácie (prof. S. Merlino, prof. S. Hafner) a prerokovali podmienky vytvorenia Slovenskej komisie IMA. Rokovanie bolo veľmi úspešné a získali sme prísľub skorého prijatia do IMA.

Slovenskí účastníci sa na zasadnutí predstavili nasledujúcimi vystúpeniami:

Biroň, A., Soták, J. & Spišiak, J.: Very low and low-grade rocks of the Pozdíšovce - Ihačovce unit: first evidence on the Tertiary metamorphism in the Western Carpathians.

Chovan, M. & Hurai, V.: Ore textures and origin of Sb-Au mineralization in the Nízke Tatry Mts.

Hovorka, D.: Carpathian Arc Mesozoic Ophiolites: Petrology and Geochemistry.

Janák, M., Pitoňák, P. & Spišiak, J.: High-pressure amphibolites and the origin of tonalitic-trondhjemitic melts in the shear zone, variscan basement of the Western Carpathians.

Rojkovič, I.: Textures of uranium ores in the Western Carpathians, Slovakia.

Rojkovičová, Ľ.: Position of precious metal mineralization in metalogeny of the Banská Štiavnica - Hodruša ore district.

Spišiak, J. & Hovorka, D.: Western Carpathians Mesozoic primitive alkaline volcanics.

*D. Hovorka*

## Adjektíva od cudzích geografických názvov

Touto poznámkou reagujeme na ustavične sa opakujúce starosti s podobou istých adjektív utvorených od cudzích geografických názvov, ktoré - podobne ako adjektíva od slovenských názvov tohto typu - bývajú súčasťou združených pomenovaní so substantívnym základom majúcich terminologickú povahu. Ich jazyková forma by v záujme presnej lokalizácie mala byť korektná, lebo iba prostredníctvom nej možno identifikovať motivanta, teda názov miesta, mesta, obce, vrchu a pod., v ktorom/pri ktorom/na ktorom/ v blízkosti ktorého atď. sa pomenovaný objekt/útvar a pod. nachádza.

Správne, sporné, nejednotné, ale aj nesprávne (absurdné, napr. *séčeňský*, odmietame čo i len komentovať) podoby takýchto adjektív sa vyskytujú v rukopisoch odborných textov (ide nám iba o texty s geologickou problematikou) určených na publikovanie, ale aj v prácach uverejnených v známych odborných periodikách, ba kde-tu aj v publikáciách so statusom oficiálnej terminológie (nomenklatúry), čiže v takých, ktoré by mali dobre poznať a rešpektovať autori aj redakcie. Príkladom posledného typu publikácií je rozsiahle a veľmi užitočné dielo terminologickej povahy **Stratigrafický slovník Západných Karpát** (1. vyd. Bratislava, GÚDŠ. 1983 - 1985. 2 zv.; ďalej SS 1 a SS 2), v ktorom možno termíny so spomenutou štruktúrou (prirodzene, prevažne s adjektívami utvorenými od domácich geografických názvov) počítať na stovky.

V príspevku si všímame iba jazykovú formu adjektív (obsahová stránka je doménou príslušných odborníkov) v tomto druhu termínov a v súlade so všeobecnou terminologickou teóriou zdôrazňujeme, že jednou zo základných požiadaviek na termín v ktorejkoľvek terminologickej oblasti je spisovnosť (pozri napr. **I. Masár: Príručka slovenskej terminológie**. Bratislava, VEDA, VSAV 1991, s. 37), a preto - podľa nášho náhľadu - treba termíny s nespisovnou formou korigovať, resp. upraviť aj v prípadoch, keď sú v prijatej terminológii (nomenklatúre). Tým sa, pravdaže, právo tzv. priority (autorstva termínu) nijako nespochybňuje. Takýto záver sa dotýka aj termínov s adjektívami utvorenými od domácich geografických názvov. Patrí sa teda kodifikovať aj používať termín (názov) **ružínska „séria"**, nie *ružínská „séria"*, ako to uvádza SS 2 (s. 191), lebo jeho motivantom je názov bývalej obce **Ružín**, termín *uhornianska „séria"*, resp. *uhornianske vrstvy* (ibid., s. 291, 292) treba opraviť na **uhornianska „séria"**, resp. **uhornianske vrstvy**, lebo adjektívum je utvorené od názvu **Uhorná** a pod. (správne podoby adjektív od názvov našich obcí kodifikujú najnovšie **Pravidlá slovenského pravopisu**. 1. vyd. Bratislava, VEDA, VSAV 1991, s. 463 - 533, v časti **Názvy obcí na Slovensku**).

Bokom nechávame aj adjektíva utvorené od tzv. vžitých názvov cudzích miest, ako je **Paríž, Londýn, Viedeň, Budapešť, Miškovec, Varšava, Krakov, Poznaň** a pod., lebo sa tvoria rovnako ako od názvov slovenských obcí.

Pozornosť sústreďujeme iba na adjektíva utvorené od cudzích (inojazyčných) podôb geografických názvov, ako je napr. **Wetterstein. Kössen, Wengen, Rudabánya, Salgótarján, Pétervására, Kiscell, Hárshegy, Pouzdřany, Kopřivnice, Czorsztyn, Dursztyn** a pod. Názvy tejto skupiny majú celkom rovnako ako napr. cudzie priezviská (**Smith, Schiller, Shakespeare, Dumas, Arany, Ady, Mickiewicz** a pod.) povahu tzv. lexikálnych citátov, čiže ich neslobodno poslovenčovať výslovnostne ani graficky a v slovenskom texte musia mať v základnom tvare rovnakú podobu ako v pôvodnom jazyku. Preto nemožno upravovať napr. podobu **Rudabánya** na *Rudabáňa* ani na *Rudabaňa*, **Salgótarján** na *Šalgótarján* alebo dokonca na *Šalgotarián*, **Kiscell** na *Kišcel*, resp. *Kišťel* atď., **Pouzdřany** na *Pouzdrany* alebo nebodaj na *Puzdrany*, ale ani **Czorsztyn** na *Čoršťyn, Čorstyn* a pod.

Do kompetencie slovenčiny patrí niečo iné. Názvy takéhoto typu sa v slovenskom texte skloňujú podľa slovenských skloňovacích vzorov, dostávajú teda slovenské pádové prípony (to sa spravidla rešpektuje), adjektíva sa od nich tvoria slovenskými slovotvornými príponami (v našich prípadoch vždy príponou *-ský*, po dlhej slabike *-ský*) a navyše pred slovenskými slovotvornými príponami sa striedajú (alternujú) hlásky podľa pravidiel platných v slovenčine.

Spomenuté kritériá autori, a najmä terminologické práce (slovníky) väčšinou dodržiavajú. Tak napr. SS 1 (s. 417) správne kodifikuje termín **kössenské vrstvy**, lebo motivantom je názov **Kössen**, SS 2 (s. 417) **wengenské vrstvy**, lebo ide o odvodeninu od názvu obce **Wengen**, **wetterseinský vápenec** (ibid., s. 335), lebo motivantom je **Wetterstein**, **kopřivnické súvrstvie** (SS 1, s. 412), lebo ide o derivát od názvu obce **Kopřivnice** v Čechách. A tak by sa dalo dlho pokračovať. Ale v ojedinelých (aj frekventovaných) prípadoch sa uvedené zásady porušujú. Napr. termín *žatčanské vrstvy* (SS 2, s. 225) by mal mať podobu **žatčianske vrstvy**, hoci je utvorený od názvu moravskej obce **Žatčany**, lebo pred slovenskou odvodzovacou príponou *-ský* (podľa zákona o rytmickom kráteni sa skracuje na *-sky*) musí byť slovenská alternácia, teda *-a-* sa musí zmeniť (alternovať) na *-ia-*, termín *čorstynský vápenec, čoršťynský „séria", čoršťynský príkrov* (SS 1, s. 9, 45, 255; všimnime si rozdiely v zápise v tej istej publikácii!) by bolo treba upraviť na **czorsztynský vápenec, czorsztynská „séria", czorsztynský príkrov**, lebo ide o derivát od názvu hradu a obce **Czorsztyn** v Poľsku (ibid., s. 255), termín *šalgótarjánska „séria"* a *šalgótarjánske uhľonosné súvrstvie* na **salgótarjánska „séria", salgótarjánske uhľonosné súvrstvie** (od názvu maďarského mesta **Salgótarján**) a pod. Analogicky možno postupovať aj v iných prípadoch. Napr. od názvu **Pétervására** je adjektívum **pétervásársky**, od **Rudabánya rudabánsky**, od **Falsztyn falsztynský** a pod.

Neprípustne poslovenčené podoby analyzovaných adjektív v geologických termínoch (názvoch) vo väčšej či menšej miere zastierajú väzbu k svojim motivantom, čím sa porušuje jedna zo základných požiadaviek, podľa ktorej má byť termín motivovaný.

*P. Kušnír*

# Významné životné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 1995

*Päťdesiatroční jubilanti*

| | |
|---|---|
| RNDr. Zdeno Bělunek | 31. 3. 1945 |
| RNDr. Mária Bizubová | 22. 9. 1945 |
| RNDr. Marián Dyda, CSc. | 21. 7. 1945 |
| RNDr. Karol Együd | 20. 8. 1945 |
| RNDr. Ján Greguš, CSc. | 18. 11. 1945 |
| RNDr. Viera Hojstričová, CSc. | 7. 11. 1945 |
| Ing. Katarína Jakabská, CSc. | 9. 5. 1945 |
| RNDr. Jozef Komora | 6. 10. 1945 |
| RNDr. Ján Nádašský | 10. 2. 1945 |
| RNDr. Mária Némethyová | 3. 12. 1945 |
| Ing. Anna Rohačiková | 24. 7. 1945 |
| RNDr. Jozef Stankovič | 17. 2. 1945 |
| Ing. Pavel Šimovič | 9. 3. 1945 |
| RNDr. Lýdia Vančová-Turanová | 21. 3. 1945 |
| RNDr. Andrej Žák | 26. 11. 1945 |

*Šesťdesiatroční jubilanti*

| | |
|---|---|
| RNDr. Oľga Belešová, CSc. | 14. 11. 1935 |
| Doc. RNDr. Milan Ciesarik, CSc. | 6. 2. 1935 |
| Doc. RNDr. Darina Čabalová, CSc. | 22. 8. 1935 |
| RNDr. Jozef Čverčko, CSc. | 5. 12. 1935 |
| RNDr. Milan Ďuriančík | 24. 11. 1935 |
| RNDr. Tibor Ďurkovič, CSc. | 14. 1. 1935 |
| RNDr. Pavol Gross, CSc. | 9. 12. 1935 |
| RNDr. Ján Jetel, CSc. | 12. 6. 1935 |
| RNDr. Vlastimil Konečný, CSc. | 25. 5. 1935 |
| Ing. Stanislav Konečný, CSc. | 24. 1. 1935 |
| Ing. Rudolf Kortman | 1. 3. 1935 |
| Prof. RNDr. Ivan Kraus, DrSc. | 17. 5. 1935 |
| RNDr. Ivan Matula | 11. 8. 1935 |
| RNDr. Anton Nahálka | 17. 11. 1935 |
| RNDr. Anna Ondrejičková, CSc. | 20. 12. 1935 |
| RNDr. Karol Ondrejkovič | 6. 2. 1935 |
| RNDr. Jarmila Papšová, CSc. | 13. 5. 1935 |
| RNDr. Anna Pechočiaková | 17. 4. 1935 |
| RNDr. Jozef Pevný, CSc. | 21. 3. 1935 |
| Ing. Rudolf Rudinec, DrSc. | 27. 4. 1935 |
| RNDr. Osvald Trtílek | 16. 3. 1935 |
| Ing. Ján Tulis | 8. 1. 1935 |
| RNDr. Marta Vedejová | 20.1.1935 |

*Sedemdesiatroční jubilanti*

| | |
|---|---|
| RNDr. Ján Gašparik, CSc. | 19. 10. 1925 |
| Prof. RNDr. Ernest Krist, CSc. | 9. 3. 1925 |
| Ing. Ján Kuráň, CSc. | 6. 12. 1925 |
| RNDr. Nella Ončáková | 31. 5. 1925 |

V mene celej geologickej verejnosti všetkým jubilantom srdečne blahoželáme a do ďalších rokov želáme veľa tvorivých síl a dobré zdravie.

*Doc. RNDr. Peter Reichwalder, CSc.*
*predseda SGS*

# Inštrukcie pre autorov

## Všeobecne

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. **Text článku, ak máte možnosť, pošlite na floppy diskete 3,5"**, formát PC, Apple Macintosh, Atari ST, Amiga, napísaný v norme Kamenických alebo Latin2 (textové procesory: T602, MS Word, CED, Mac Write a.i.)
3. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
4. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko.

## Text

1. Úpravu textu včítane zoznamu literatúry prispôsobte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovač 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 - hierarchicky najvyšší, 2 - nižší, 3 - najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987) Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obťahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podškrtne vlnovkou.
13. K článku je treba pripojiť kľúčové slová.
14. Abstrakt, resumé, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuliek predloží autor redakcii aj v angličtine.

## Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 420 x 300 mm. Maximálny rozmer ilustrácie, vytlačený v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (obvykle o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formu, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť taký veľkosť písma a čísel, aby po zmenšení najmenšie písmená boli 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar.
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr.: fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čierno-biele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píšu strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a doplňovať.
13. Farebné ilustrácie sú vítané, ale náklady na ich tlač hradí autor.

## Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Rozsah a vnútornú úpravu tabuliek zvoľte tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoraďujte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise).
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

## Literatúra

1. V zozname literatúry sa uvádza v abecednom poriadku iba v danom článku citovaná literatúra. Citácia označená "v tlači" sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom "v príprave", "zadané do tlače" sú neplnohodnotné a nemajú sa užívať ani v texte. Citácia "osobná informácia" sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Užívať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:
   Kniha
   Gazda, L. a Čech, M. 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155 s.
   Časopis
   Vrba, P. 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia slov., 21, 135 - 142.
   Zborník
   Návesný, D. 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 - 215.
   Manuskript
   Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. a Srnka, T. 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves, 28 s.
3. Pri článku viacerých ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názor, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J. 1975.