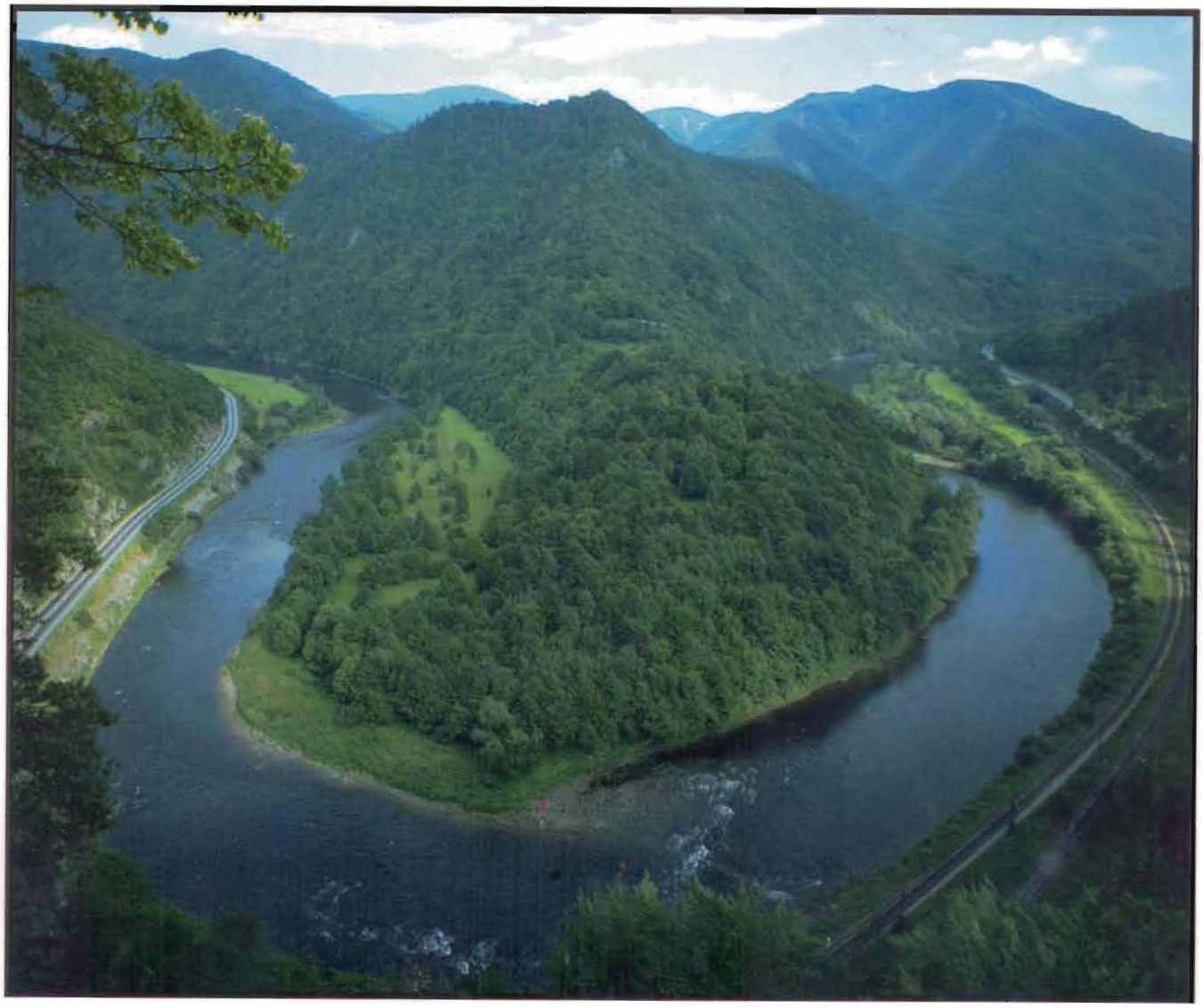
3/26/1994
ISSN 0369-2086

# Mineralia slovaca



Redaktor - Redakteur: *J. Bartalský*
Autorský kolektív - Autorenkollektiv: *J. Ilavský, B. Bartalský, V. Čiško, P. Grecula, M. Hock, M. Kellner E. Kladivík, R. Magula, D. Návesňák, J. Popreňák, M. Radvanec, R. Szabó, F. Žitňák*

Monografia má 370 strán textu so 135 fotografiami, mapami, plánmi a tabuľkami. Resumé v nemeckom jazyku má rozsah cca 1/3 textu a do nemčiny sú preložené aj vysvetlivky k obrázkom.
Distribúciu publikácie zabezpečuje Vydavateľstvo Dolinár, Gerlachovská 5, 040 01 Košice, ktorému posielajte objednávky.

Die Monographie umfasst 370 Seiten Text, 135 Bildern, Karten, Plänen und Tabellen. Die Zusammenfassung in deutscher Sprache beträgt etwa ein Drittel des Textes und die Erklärungen zu den Bildern sind ebenfalls auch in Deutsch vorhanden. Die Distribution der Publikation wird von dem Verlag: Vydavateľstvo Dolinar (Gründler), Gerlachovská 5, 040 01 Košice Slowakei, gesichert, an den die Bestellungen zu richten sind. Der Preis beträgt 40,- DM einschliesslich der Postgebühr.

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: 095/437 846.

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 95 437 846.
© Geocomplex, a.s., Bratislava

# Obsah - Contents

Mineralia slovaca 26 (1994) ■ 3

*K. Žák, M. Radvanec & M. Jeleň*
**Štúdium stabilných izotopov S, C a O v molybdénovo-volfrámovej mineralizácii styčnej zóny gemerika a veporika v oblasti Ochtiná - Rochovce**
Sulfur, carbon and oxygen isotope investigations of the Mo-W mineralization in the boundary zone between Gemericum and Veporicum Units in the Ochtiná - Rochovce area; Eastern Slovakia ..... 149

*P. Uher, P. Černý, M. Novák & P. Siman*
**Niobium-tantalum minerals from granitic pegmatites in the Malé Karpaty, Považský Inovec and Žiar Mountains; Western Carpathians, Slovakia**
Nb-Ta minerály v granitových pegmatitoch Malých Karpát, Považského Inovca a Žiaru ..... 157

*E. Pivec, M. Lang, P. Uher & O. Miko*
**Výrastlice draselného živca z granitu Žiaru - variácie ich štruktúrneho stavu a chemické zloženie**
K-feldspar phenocrysts from the Žiar Mts. granite (Slovakia) - the structural state and composition variations ..... 165

*P. Pitoňák & J. Spišiak*
**Blastomylonity hrončockého granitu**
Blastomylonites of the Hrončok granite; Western Carpathians ..... 171

*J. Madarás, M. Putiš & B. Dubík*
**Štruktúrna charakteristika stredného úseku pohorelskej tektonickej zóny**
Structural characteristic of the middle part of the Pohorelá tectonic zone; Veporicum, Western Carpathians ..... 177

*J. Hók, J. Ivanička & M. Kováčik*
**Geologická stavba rázdielskej časti Tríbeča - nové poznatky a diskusia**
Geological structure of the Rázdiel part of the Tríbeč Mts.: new knowledge and discussion; Western Carpathians ..... 192

*M. Dyda, L. Števula, J. Madej, D. Frťalová & J. Krištín*
**Melanites in ceramic products from the waste - brown mud**
Melanity v keramických produktoch z odpadného hnedého kalu ..... 197

*S. Jacko, ml. & R. Schmidt*
**Štruktúrnogeologická stavba a paleonapäťová analýza mezozoických komplexov Humenských vrchov v úseku Jasenov - Oreské**
Structural and geological pattern and paleostress analysis of Mesozoic complexes between Jasenov and Oreské villages; Humenské vrchy Mts., Eastern Slovakia ..... 206

*R. Holzer & S. Jacko*
**Stabilita lomovej steny a obytného objektu Železníky - Košice**
Stability of the quarry wal and living estate - Železníky - Košice; Eastern Slovakia ..... 212

Geovestník

OBÁLKA: Domašínsky meander v Malej Fatre. Rieka Váh sa na 7 km dlhom úseku zarezávala do dvíhajúceho sa kryštalinického jadra Malej Fatry. Granitoidné horniny sú v tomto úseku tektonicky silne porušené. Foto D. Slivka.

COVER: Domašín meander in the Malá Fatra Mts. The Váh river has been downcutting into the uplifting crystalline core of the Malá Fatra Mts. in the 7 km long distance. Granitoid rocks are there strongly tectonically disturbed. Photograph by D. Slivka.

**Mineralia slovaca**

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

Vydáva Združenie Mineralia slovaca
Published by Mineralia slovaca corporation

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

REDAKČNÁ RADA - EDITORIAL BOARD

Predseda - Chairman
**Karol Együd**
Geologický prieskum, Spišská Nová Ves

**Vladimír Bezák,** Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
**Peter Džuppa,** Geocomplex, 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 Konečný,** Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
**Ján Kozáč,** Geologický prieskum, 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,** Geologický prieskum, Košice
**Dionýz Vass,** Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
**Eva Zacharová,** Geofond, Bratislava

REDAKCIA - EDITORIAL STAFF

**Vedúci redakcie - Managing editor**
Mária Greculová

**Redaktor - Editorial assistent**
Mária Dryjová

**Sadzba a techn. spracovanie - Production editor**
Miloslav Antal

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

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

Členovia združenia - Members of the corporation

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

Mineralia slovaca, 26 (1994), 149 - 156

# Štúdium stabilných izotopov S, C a O v molybdénovo-volfrámovej mineralizácii styčnej zóny gemerika a veporika v oblasti Ochtiná - Rochovce

KAROL ŽÁK[1], MARTIN RADVANEC[2] a MARIÁN JELEŇ[3]

[1] Český geologický ústav, Klárov 131/3, 118 00 Praha 1, Česká Republika
[2]GEOLOGIA Spol. s r.o., Markušovská cesta 1, 052 01 Spišská Nová Ves, Slovenská Republika
[3]Geologický prieskum, š. p., Markušovská cesta 1, 052 01 Spišská Nová Ves, Slovenská Republika

*(Doručené 10.2.1994, revidovaná verzia doručená 15.4.1994)*

**Sulfur, carbon and oxygen isotope investigations of the Mo-W mineralization in the boundary zone between Gemericum and Veporicum Units in the Ochtiná-Rochovce area; Eastern Slovakia**

Mo-W mineralization and relatively younger galena - sphalerite - calcite ± fluorite ± zeolite mineralization in the boundary shear zone between Gemericum and Veporicum Units in the Ochtiná-Rochovce area (Slovakia) have been studied using sulfur, carbon and oxygen isotopes. Molybdenite and other related sulfidic minerals had homogeneous sulfur isotopic composition with $\delta^{34}S$ values ranging from -2 to +1 ‰ which suggests well-homogenized sulfur source. The source of sulfur in minerals with $\delta^{34}S$ values close to 0 ‰ could be both crustal (sulfur of local crustal rocks isotopically homogenized by granite forming and/or forming processes), or could have been derived from a deeper source. The relatively younger vein type, which exhibits galena - sphalerite - calcite ± fluorite ± zeolite mineralization, has a source with similar sulfur isotopic composition. A sphalerite-galena sulfur isotopic thermometer indicated temperatures of formation close to 280 °C for the Rochovce section. In the sphalerite, only secondary fluid inclusions have been found, homogenizing at temperatures up to 162 °C.

Two groups of hydrothermal carbonate minerals have been identified in the study area, which are significantly different in carbon isotopic composition, and have been formed from different fluids. The older group, represented mostly by Fe-Mg carbonates, shows lower $\delta^{13}C$ values indicating the influence of mobilized organic carbon from metasedimentary rocks. The younger carbonates related to galena - sphalerite - calcite ± fluorite ± zeolite mineralization are characterized by higher $\delta^{13}C$ values in the range from -5 to -8 ‰, which is close to the range typical for deep-seated $CO_2$.

Calculation of oxygen isotopic composition of hydrothermal fluids, based on the temperature data derived from the sulfur isotope thermometer and preliminary fluid inclusion data indicates that fluids with oxygen isotopic composition in the range typical for magmatic and/or metamorphic fluids were dominant for the formation of studied mineralization types.

**Key words:** Mo-W mineralization, anatexis, granite, shear zone, isotopes, crustal rocks

## Úvod

Prieskumom Mo-W mineralizácie na lokalite Ochtiná - Rochovce (Lörincz, 1993) sa overovalo pokračovanie pyritovo-molebdenitovo-scheelitovej a galenitovo-sfaleritovej mineralizácie. Reprezentatívne vzorky tejto mineralizácie sme pre izotopické štúdium odobrali z vrtov V-RO-7, 8, 9, 12, 13, 14, 16 (tab. 1) v južnej časti výskytu zakrytej intrúzie rochovského granitu. Vrty sa nachádzajú na jv. svahu kopca Bredáč nedzi Ochtinou a Rochovcami. Prieskumné práce nadviazali na predchadzajúci výskum Co-Ni mineralizácie vo vrte KV-3 a najmä na výsledky výskumu Mo-W mineralizácie v ostatnej časti zakrytej intrúzie rochovského granitu (Václav et al., 1988; Molák, 1988; Határ et al., 1989a).

Súčasťou prieskumných prác nedzi Ochtinou a Rochovcami boli aj výskumné a analytické práce zamerané na posúdenie fyzikálno-chemických podmienok vzniku rudnej akumulácie a zhodnotenie možných procesov jej genézy. Táto práca zhrňuje všetky doterajšie výsledky Stankoviča (in Molák, 1988) a Repčoka et al. (in Václav, 1988) zo štúdia stabilných izotopov síry v sulfidoch a sulfátoch a stabilných izotopov uhlíka a kyslíka v karbonátoch v oblasti a obsahuje aj nové údaje z vrtov RO-7, 8, 9, 16 a z lokality Mária-Margita s Pb-Zn mineralizáciou v karbonátoch.

## Geológia hostiteľských hornín Mo-W mineralizácie

Zdrojom Mo a čiastočne aj W v scheelitovej mineralizácii bola podľa Václava et al. (1988) granitová tavenina. Molybdénovo-volfrámová mineralizácia (molybdenit, pyrit, scheelit, kremeň ± markazit, pyrotín, galenit, sfalerit, baryt, sádrovec, kalcit, Fe dolomit, magnezit, Mg siderit, fluorit, zeolit) je vo forme krátkych žiliek a zhlukov spolu s kremeňom a karbonátom prevažne vo vrchných častiach granitu, hlavne však v tej istej forme a v rovnakej asociácii na kontakte s granitom v metapelite s biotitom (Václav et al., 1988, Jeleň in Lörincz, 1993, tab. 1, 2). Porovnávaná Pb-Zn mineralizácia (galenit, sfalerit) z lokality Mária-Margita sa viaže na sedimentárne karbonáty, ktoré sa na kontakte s granitom nevyskytujú (Repčok in Václav, 1988; Jeleň in Lörincz, 1993). Karbonáty sú súčasťou ochtinského súvrstvia karbónu a sú v Ochtinej mimo kontaktných účinkov granitu.

TAB.1.
*Izotopické zloženie síry sulfidov a sulfátov z oblasti Ochtinej a Rochoviec*
*$\delta^{34}S$ - values of sulfides and sulfates, from Ochtiná and Rochovce*

| Por. č. | Označenie Vrt/mertáž | Analyz. minerál | $\delta^{34}S$ (‰) | Geologická pozícia vzorky |
|---|---|---|---|---|
| 1 | RO-14/22,7 | pyrit | - 0,9 | žilka Qtz vo fylite |
| 2 | RO-14/98,9 | pyrit | - 0,9 | žilka Qtz v arkóze |
| 3 | RO-14/241,0 | pyrit | + 0,1 | žilka Qtz v Bt rohovci |
| 4 | RO-14/289,35 | pyrit | - 0,3 | žilka Qtz v Bt rohovci |
| 5 | RO-14/299,25 | pyrit | - 0,5 | žilka Qtz v Bt rohovci |
| 6 | RO-14/320,75 | pyrit | 0,0 | žilka Qtz v Bt rohovci |
| 7 | RO-12/443,6 | pyrit | - 0,2 | žilka Qtz-Mo v granite |
| 8 | RO-13/515,4 | pyrit | + 3,2 | žilka Qtz-Mo v granite |
| 9 | RO- 7/474,3 | pyrit | - 0,6 | žilka v steatizovanom bazalte |
| 10 | RO-12/549,9 | markazit | + 0,2 | žilka Qtz v granite |
| 11 | RO-7/363,45a | pyrotín[1] | - 11,7 | impreg.v grafitickej bridlici |
| 12 | RO-7/363,45b | pyrit[1] | - 11,8 | impreg.v grafitickej bridlici |
| 13 | MM-1/A | galenit[2] | - 1,05 | v kalcite z l. Mária-Margita |
| 14 | MM-1/B | sfalerit[2] | + 0,71 | v kalcite z l. Mária-Margita |
| 15 | RO-16/621,5a | galenit[2] | - 5,39 | Bt rohovec žilka Cal+Fluo+Qtz |
| 16 | RO-16/621,5b | sfalerit[2] | - 3,04 | Bt rohovec žilka Cal+Fluo+Qtz |
| 17 | RO-12/290,0 | molybdenit[3] | - 0,6 | Bt rohovec žilka Mo+Qtz |
| 18 | RO-12/339,5 | molybdenit[3] | - 1,9 | Bt rohovec žilka Mo+Qtz |
| 19 | RO- 7/770,95 | molybdenit[3] | - 0,3 | žilka Qtz-Mo v granite |
| 20 | RO- 9/429,8 | baryt | + 10,1 | kalcit v dutine |
| 21 | RO-12/525,2 | sadrovec | + 9,2 | žilka Qtz v Bt rohovci |

Neistota stanovenia ± 0,15 ‰.
Hodnoty sa porovnávajú s medzinárodným štandardom: CDT.
[1, 2, 3] - vysvetlivky sú pri tab. 2

V študovanej oblasti je granit a jeho kontakt s metapelitom hostiteľskou horninou Mo-W mineralizácie, ktorej vek a genéza bezprostredne súvisí s granitom. Na severe študovanej oblasti (vrt KV-3, RO-2) intrudovala granitová tavenina podľa Határa et al. (1989a, b) do svojho plášťa v dvoch fázach, ktoré sa líšia petrografickými a štruktúrno-textúrnymi znakmi a obsahom prvkov. V prvej intruzívnej fáze kryštalizoval hlavne monzogranit, menej granodiorit, resp. syenogranit. Prevahu má biotitický porfyrický granit (Határ et al., 1989b). V tejto intruzívnej fáze autori (l. c) odlišujú tri samostatné etapy kryštalizácie granitoidu. Po prvej fáze, ktorá má vysoké obsahy REE (Határ et al. 1989a) nasledovala druhá intruzívna fáza, ktorá sa podľa Határa et al. (1989b) prejavila iba prítomnosťou sporadických žíl jemnozrnitého ružového granitu (syenogranitu) s prejavmi K metasomatózy alebo s prejavmi silicifikácie s Mo mineralizáciou. Z výsledkov podrobného geologického prieskumu Lörincza (1993) v južnej časti zakrytej intrúzie rochovského granitu na jv. svahu Bredáča (vrty V-RO-7, 8, 10, 11, 16) a z výsledkov štúdia tejto oblasti Greculom et al. (1992) vychodí, že variety granitu sa často striedajú a medzi jednotlivými varietami je vždy možné zistiť postupné prechody s pribúdaním alebo ubúdaním väčších výrastlic živcov, často aj zmenu farby. Z tohto dôvodu delenie prevažne jemne až strednozrnitého granitoidu na prvú a druhú intruzívnu fázu považujú obaja (l. c) za geneticky neopodstatnené. Ide o jeden spojitý proces, keď na začiatku procesu kryštalizovali silikáty s nižším obsahom Si (živce) a na konci procesu sa uplatnili až prejavy silicifikácie. Podľa posledného štúdia je zakrytý výskyt granitu na jv. svahu Bredáča v systéme strižných zón súčasťou styku gemerika a veporika. Proces vzniku anatektickej taveniny granitového zloženia bol lokálny a viaže sa na extenzný režim strižnej zóny, ktorá v poslednom štádiu extenzie dosahovala hĺbku spodnej kôry (27 km). Anatektické tavenie prebiehalo po uvoľnení tlaku v podmienkach 9 kbar a teplote 650 °C (Radvanec, 1994). Strižná zóna v ktorej sa tento granit nachádza bola nazvaná rochovskou strižnou zónou (Grecula et al., 1992).

Vek granitoidu študovanej oblasti a v jej bezprostrednom okolí sme odvodili od výsledkov geochronologického datovania pomocou K/Ar a Rb/Sr metódy. Vozárová a Vozár (in Határ et al., 1989b) považuje granit za vrchnokriedový (K/Ar metóda). Geochronologické merania poskytli takmer výlučne alpínsky vek (Burchart et al., 1987).

## Metodika stanovenia izotopov

Separované sulfidy boli oxidované vo vákuu pomocou CuO pri 770 - 810 °C podľa metodiky Grinenka (1962). Izotopické zloženie pripraveného plynu $SO_2$ sa stanovilo hmotnostným spektrometrom Finnigen MAT 251. Chyba prípravy a stanovenia bola ± 0,15 ‰. Minerály na stanovenie izotopov vyseparoval Geologický prieskum, š. p., GO Rožňava. Analýzy urobilo laboratórium stabilných izotopov v Českom geologickom ústave Praha.

V tom istom laboratóriu sa pred niekoľkými rokmi meral aj súbor vzoriek Stankoviča in Molák (1988). Medzi meraním tohto nášho nového súboru prebehlo nové medzinárodné porovnanie izotopových štandardov pre síru, ktoré zorganizovala Medzinárodná agentúra pre jadrovú energiu vo Viedni, a trochu sa zmenili aj názory na používané korekcie na meranie izotopického zloženia síry. Dáta zo staršieho súboru sa prepočítali podľa týchto nových poznatkov, aby bolo možno obidva súbory bez ťažkosti porovnať.

Izotopické zloženie síry (jednej vzorky barytu a jednej sadrovca) sa stanovilo metódou Yanagishavu a Sakaia (1983). Sadrovec bol pred analýzou chemicky prevedený na $BaSO_4$. Chyba stanovenia bola ± 0,15 ‰.

Karbonáty reagovali vo vákuu spolu so 100 % $H_3PO_4$ podľa metodiky McCrea (1950). Izotopické zloženie uhlíka a kyslíka (takto pripraveného plynu $CO_2$) bolo stanovené na hmotnostnom spektrometri Finnigan MAT 251. Celková chyba prípravy a stanovenia je ± 0,1 ‰.

Kalcit bol spracovaný pri teplote 25 °C. Aby došlo k úplnému výťažku reakcie, vyžadujú karbonáty iného chemického zloženia ako má kalcit zvýšenie reakčnej teploty. V tomto prípade sa použila teplota 100 °C a namerané hodnoty $\delta^{18}O$ sa potom korigovali na typ karbonátov a na zvýšenú reakčnú teplotu podľa frakcionačných faktorov, ktoré odporučil Rosenbaum a Sheppard (1986).

## Výsledky štúdia stabilných izotopov

Izotopickým zložením síry sulfidov z lokality Rochovce a blízkeho okolia sa zaoberal Repčok et al. in Václav

TAB. 2.
*Izotopické zloženie uhlíka a kyslíka karbonatov z oblasti Ochtinej a Rochoviec*
*$\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ - values of carbonates from Ochtiná and Rochovce*

| Por. č. | Označenie Vrt/mertáž | analyzovaný minerál | $\delta^{13}C$ (‰) PDB | $\delta^{18}O$ (‰) PDB | $\delta^{18}O$ SMOW | Geologická pozícia vzorky |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | MM-1/C | kalcit[4] | -5,4 | -14,5 | +15,9 | lokalita Mária-Margita |
| 2 | RO-8/83,65 | Fe-dolomit[4,5] | -10,7 | -18,8 | +11,5 | steatizované bázika |
| 3 | RO-9/88,25 | magnezit+Cal[4,5] | -8,4 | -12,4 | +18,1 | grafitická bridlica |
| 4 | RO-9/745,65 | kalcit[4] | -9,7 | -13,4 | +17,0 | granit |
| 5 | RO-7/236,8 | Mg-siderit[4,5] | -8,8 | -15,2 | +15,2 | siv bridlica |
| 6 | RO-16/621,5 | kalcit[4] | -6,2 | -19,5 | +10,8 | Bt-rohovec |

Neistota stanovenia je ± 0,1 ‰.Hodnoty sa porovnávajú s mezinárodným štandardom: PDB, SMOW. [1] Pyrit a pyrotín sa v zadaných vzorkách dokonale neseparoval. Pyrit obsahoval malý podiel pyrotínu. Pár nie je vhodný na výpočet teploty; [2] Sfalerit a galenit sa analyzovali opakovane. Uvedená hodnota je priemerom z niekoľkých nezávislých stanovení. Neistota stanovenia je ± 0,1 ‰; [3] Vzorky molybdenitu sa neseparovali dokonale a obsahovali veľa nečistoty. Neistota stanovenia je ± 0,3 ‰; [4] Hodnoty $\delta^{18}O_{SMOW}$ sú určené z meraných hodnôt $\delta^{18}O_{PDB}$ prepočtom; [5] Pri karbonátoch iného ako kalcitového chemizmu sa hodnoty $\delta^{18}O$ korigovali vzhľadom na odlišnú veľkosť frakcionačného faktora medzi karbonátom a pripraveným $CO_2$, ktorý sa použil pri meraní.

(1988) a izotopické zloženie síry molybdenitu z tejto lokality uvádza aj Stankovič (v správe Moláka, 1988).

V rámci prieskumných prác na Mo-W mineralizáciu v oblasti Ochtiná - Rochovce sme stanovili izotopické zloženie síry v nových 19 vzorkách sulfidov a v jednej vzorke barytu a sadrovca. Všetky dostupné izotopické údaje z lokality Rochovce a okolia sú v obr. 1. Nové údaje sú v tab. 1.

Izotopickým zložením uhlíka a kyslíka rozličných typov žilných karbonátov zo študovanej lokality sa zaoberali Repčok et al. in Václav (1988), ktorí okrem údajov $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ karbonátov uvádzajú aj hodnoty $\delta^{18}O$ z kremeňa. Všetky doteraz získané údaje o izotopickom zložení uhlíka a kyslíka karbonátov sú na obr. 2 a nové udaje aj v tab. 2.

## Interpretácia údajov z izotopického zloženia síry sulfidov

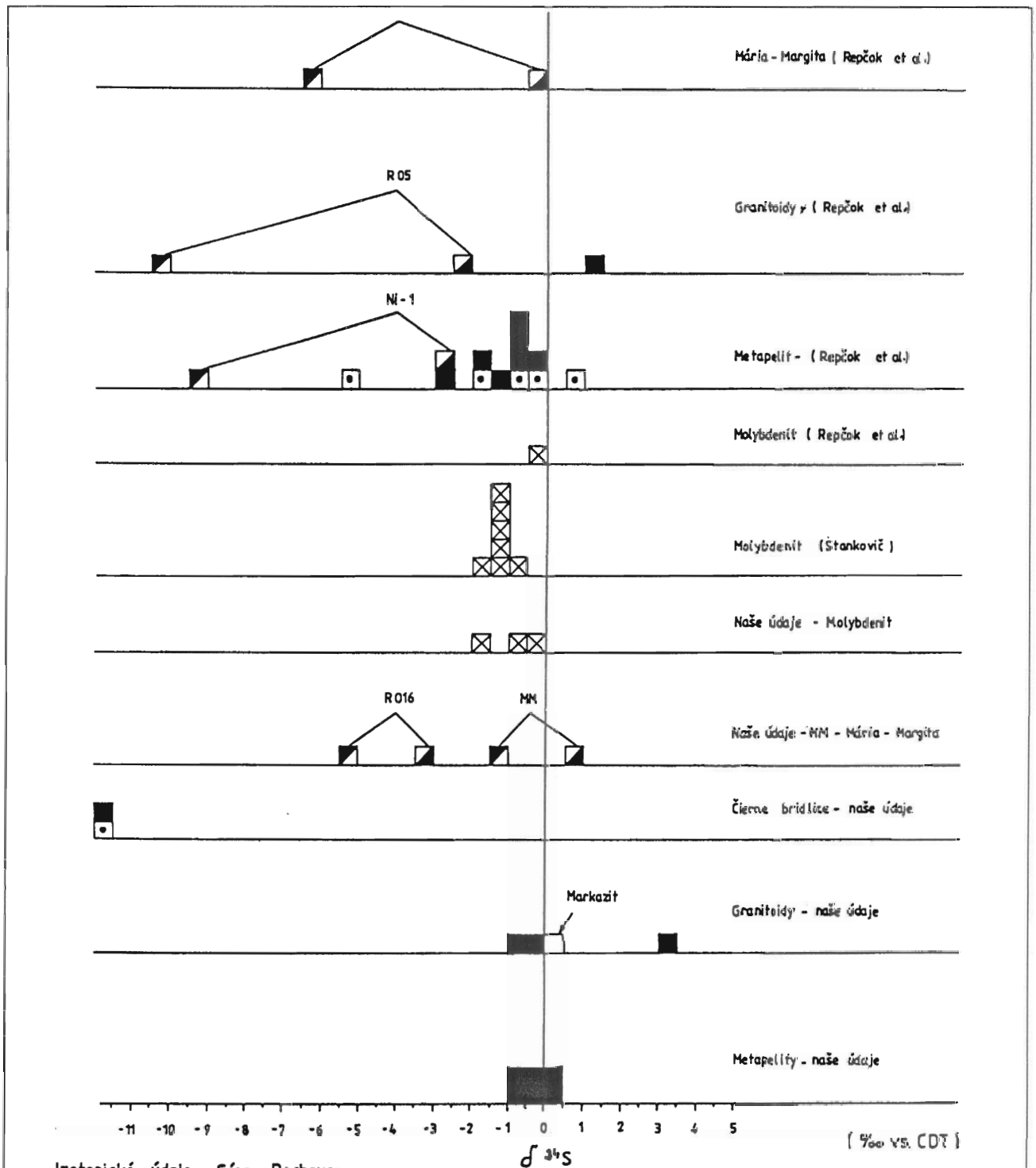
Z obr. 1 vychodí, že izotopické zloženie síry sulfidov zo študovanej lokality je okrem niekoľkých výnimiek homogénne. Údaje $\delta^{34}S$ molybdenitu sú v úzkom rozmedzí od -0,3 do -1,9 ‰ (celkovo sa v rôznych obdobiach a v rozličných laboratóriách analyzovalo 11 vzoriek molybdenitu). Zistené hodnoty potvrdzujú izotopicky homogénny zdroj síry a súčasne relatívne nízku fugacitu kyslíka počas kryštalizácie molybdenitu.

Podobné hodnoty $\delta^{34}S$ má z tejto lokality aj pyrit a pyrotín. Vo väčšine prípadov sú to sulfidy z kremeňových alebo kremeňovo-karbonátových žiliek, príp. z prekremenených hornín v prostredí granitoidov, ako aj v prostredí okolitých hornín. Prevažná časť údajov je v rozmedzí -2 až +1‰, a to ako v granitoidných, tak aj v okolitých horninách. Výnimky sú v granitoidoch, v ktorých dve z analyzovaných vzoriek mali hodnoty $\delta^{34}S$ o niečo vyššie (jedna vzorka z nášho súboru +3,2‰ a jedna zo súboru Repčoka in Václav, 1988 +1,46‰). Rovnako je to aj v okolitých horninách, kde niektoré vzorky pyritu alebo pyrotínu majú nižšie hodnoty ako v uvedenom rozmedzí -2 do +1‰. Pretože ide o pyrotín, nemožno v týchto vzorkách pokles hodnôt vysvetliť $\delta^{34}S$ frakcionáciou izotopov síry medzi oxidovanou a redukovanou zložkou síry v roztokoch, lebo prítomnosť pyrotínu potvrdzuje nízku fugacitu kyslíka, a tým aj podstatný podiel redukovaných foriem síry. V týchto vzorkách ide skôr o uplatnenie sa iného zdroja síry, t. j. o vplyv mobilizovanej „izotopicky ľahkej" síry zo sedimentov, ktorá najskôr pochádza z bakteriálnej redukcie rozpusteného morského sulfátu počas vzniku sedimentárnej sekvencie. Na potvrdenie tohto „sedimentárneho" zdroja síry sa analyzovali dve vzorky sulfidov z čiernych grafitických bridlíc z ochtinského súvrstvia, ktoré sa vyskytuje v plášti granitu (tab. 1). Mineralizácia v nich má charakter rozptýlených sulfidov (impregnácie) s veľmi nízkymi negatívnymi hodnotami $\delta^{34}S$ (obr. 1).

Podstatná časť zdrojovej síry molybdenitovej, pyritovej a pyrotínovej mineralizácie pochádza z jedného homogénneho zdroja s izotopickým zložením síry blízkym 0 ‰. Evidentne ide o síru, izotopicky zhomogenizovanú pri vzniku granitoidnej taveniny. Jej pôvod nemožno určiť, lebo síra s izotopickým zložením v tejto oblasti hodnot $\delta^{34}S$ môže byť hĺbkového (plášťového) alebo aj kôrového pôvodu, pretože aj vo vrchnokôrových horninách môže byť akumulácia sulfidov s hodnotami $\delta^{34}S$ blízkymi 0 ‰. Dve mierne zvýšené hodnoty $\delta^{34}S$ sulfidov z prostredia granitoidných hornín môžu reprezentovať síru izotopicky nezhomogenizovaných reliktov pôvodných nepretavených hornín. Prítomnosť nepretavených minerálov plagioklas (andezín), magnetit, monazit, apatit a reliktov amfibolu v granite potvrdil petrologickým výskumom Radvanec (1994).

V študovanej oblasti sa okrem opísanej mineralizácie s minerálnou asociáciou molybdenit, pyrit a pyrotín vyskytuje aj relatívne mladšia mineralizácia s paragenézou galenit - sfalerit - kalcit ± fluorit ± zeolit. Izotopické zloženie síry v galenite a sfalerite z tohto typu mineralizácie stanovil Repčok et al. in Václav (1988) a my znovu v rámci tejto práce. V obidvoch prípadoch sa stanovilo aj izotopické zloženie síry galenitu a sfaleritu z neďalekej lokality Mária-Margita (tab. 1). Izotopické zloženie síry sfaleritu stanovené Repčokom et al. in Václav (1988) a v rámci tejto práce sa zhoduje (obr. 1). Keďže sa sfalerit svojím izotopickým zložením blíži izotopickému zloženiu $H_2S$ roztoku, možno odhadnúť, že zdrojová síra tohto typu mineralizácie môže pochádzať z podobného zdroja ako mineralizácia s molybdenitom a sulfidmi železa.

Izotopické zloženie síry v galenite, ktoré stanovil Repčok et al. in Václav (1988), a zloženie síry v našich vzorkách z galenitu sa však podstatne odlišuje. Naše údaje naznačujú, že $\delta^{34}S$ galenitu je pomerne blízke $\delta^{34}S$ sfaleritu. Zistený rozdiel zodpovedá vyššej teplote kryštalizácie 281 ± 25 °C páru galenit a sfalerit z vrtu RO-16 a 368 ± 25 °C páru z lokality Mária. Výpočet bol urobený podľa vzorca Ohmota a Rya (1979). Podľa údajov Repčo-




Obr.1 Distribúcia hodnôt $\delta^{34}S$ v sulfidoch z Mo-W a Pb-Zn mineralizácie v oblasti Ochtiná - Rochovce. Vrt RO-5, RO-16, Ni-1. MM - údaje z Pb-Zn ložiska Mária a Margita.

Fig. 1. Sulfur isotope data of the Mo-W and Pb-Zn mineralization in the Ochtiná-Rochovce area. Individual symbols are for pyrite, pyrrhotite, sphalerite, galena and molybdenite. Mineral pairs used for thermometry are connected by lines. Individual histograms are for (from above), Mária-Margita locality, data of Repčok et al. in Václav (1988), Sulfidic minerals in the environment of granitic rocks, data of Repčok et al. in Václav (1988), Sulfidic minerals in the environment of metasediments, data of Repčok et al. in Václav (1988), Molybdenite, data of Repčok et al. in Václav (1988), Molybdenite, data of Stankovič in Molák (1988), Molybdenite (new data), Mária-Margita locality (new data), Black shales (new data), Sulfidic minerals in the environment of granitic rocks (new data), Sulfidic minerals in the environment of metasediments (new data).

ka et al. sú hodnoty $\delta^{34}S$ z galenitu podstatne nižšie, a preto zistené rozdiely teploty dvojice sfalerit - galenit po výpočte zodpovedajú 60 °C (vrt RO-5), 85 °C (vrt NI-1) a 100 °C (Mária-Margita). Obidva súbory sú veľmi malé (dva a tri páry), a preto neumožňujú detailnejšiu interpretáciu. V podstate možno príčiny týchto rozdielov vysvetliť takto:

1. študovaná Pb-Zn mineralizácia obsahuje vzorky, ktoré sa teplotou svojho vzniku podstatne odlišujú, alebo
2. Pb-Zn sulfidy vznikali v izotopovej nerovnováhe buď nesúčasne, alebo v prostredí s deficitom síry a potom rozdiely sfalerit - galenit nepoukazujú na nijakú teplotu vzniku, alebo
3. ide o metodickú chybu pri stanovení $\delta^{34}S$ galenitu v jednom alebo druhom laboratóriu.

Repčok et al. in Václav (1988) dokladajú nízku teplotu vzniku tohto typu mineralizácie dekrepitačnými údajmi z fluidných inklúzií. Vzhľadom na to, že pri dekrepitačných analýzach nemožno rozlíšiť primárne a sekundárne inklúzie, všeobecne sa od tejto metodiky upustilo.

Orientačným štúdiom fluidných inlúzií vo sfalerite (Dobeš, ČGÚ, vzorka RO-16, 621.5b) sme zistili, že v 60 úlomkoch sfaleritu sú prítomné len sekundárne inklúzie, usporiadané do línií alebo zón. Majú veľkosť 10 až 120 μm a sú zvyčajne oválne až nepravidelné. Väčšina inklúzií je dvojfázová s nepravidelným zaplnením (5 - 10 vol.%) plynnej fázy. Časť inklúzií je nepriehľadná. Podľa teploty homogenizácie sme odlíšili dve generácie sekundárnych inklúzií. Jedna skupina má Th 91 - 96 °C a druhá 125 - 162 °C. V obidvoch skupinách sa zistil roztok s obsahom NaCl a $CaCl_2$. Keďže sfalerit obsahuje len sekundárne inklúzie a nijaké primárne inklúzie, ktoré majú vyššiu teplotu homogenizácie sa nezistili, dá sa vylúčiť možnosť vzniku tohto typu mineralizácie pri teplote pod 100 °C. Za reálnu teplotu vzniku sfaleritovo-galenitovej mineralizácie pokladáme hodnotu 280 °C, ktorú sme odvodili od izotopickej frakcionácie síry medzi galenitom a sfaleritom.

## Interpretácia údajov o izotopickom zložení síry sulfátov

Zistené hodnoty $\delta^{34}S$ sulfátov sú pomerne nízke (+10,1 ‰ pre baryt a +9,2 ‰ pre sadrovec). Tieto sulfáty nepochádzajú z mobilizácie sulfátov zo súvrstvia s evaporitmi, pretože pre ne sú charakteristické podstatne vyššie hodnoty $\delta^{34}S$. Možnú a v našom prípade krajnú výnimku tvoria len permské evapority, pri ktorých bola anomálna výchylka v izotopickom zložení síry sulfátov svetového oceána na hodnotu okolo +11 až +12 ‰. S uplatnením sa vplyvu morskej vody alebo mobilizovaných sulfátov z evaporitov z obdobia permu v danom systéme kryštalizácie sulfátov neuvažujeme. Vychodí to z geologickej pozície tejto mineralizácie.

Najpravdepodobnejšie je, že študované sulfáty vznikli oxidáciou sulfidickej síry počas postupnej kryštalizácie z fluidnej fázy, alebo pozdejšie.

## Interpretácia izotopického zloženia uhlíka a kyslíka v karbonátoch

Izotopické zloženie uhlíka karbonátov závisí nielen od izotopického zloženia uhlíka v zdrojových roztokoch, ale aj od teploty a speciácií uhlíka v roztoku, t. j. od toho, či je uhlík vo forme $HCO_3^-$, alebo ako $H_2CO_3$, alebo sa v roztoku viaže ako voľný $CO_2$. Priamo porovnávať hodnoty $\delta^{13}C$ karbonátov s možným izotopickým zložením zdrojového uhlíka nie je presné. Na základe fyzikálno-chemických podmienok treba najprv odhadnúť, aké bolo izotopické zloženie uhlíka v roztoku, a až potom sa dá porovnávať s možnými zdrojmi.

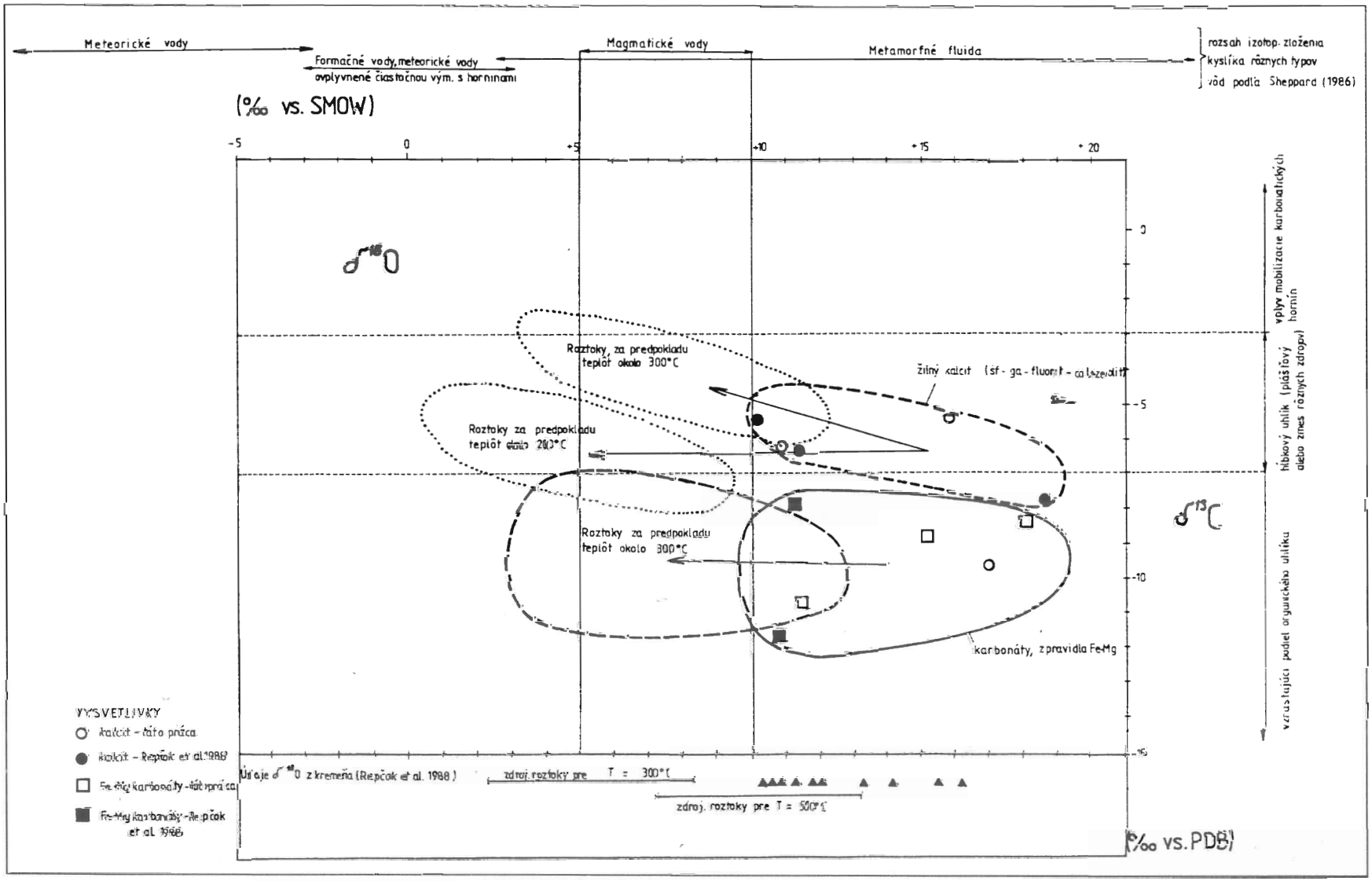
Izotopické zloženie kyslíka karbonátov dominantne závisí od teploty a izotopického zloženia kyslíka v hydrotermálnom roztoku, z ktorého karbonát kryštalizoval. O teplote vzniku karbonátov, ktoré sme študovali, nie sú spoľahlivé údaje. Takisto ani dekrepitačnú teplotu z doterajšieho výskumu v oblasti nemožno z hľadiska dnešných poznatkov pokladať za použiteľnú.

Na základe zistenej minerálnej paragenézy a pozície analytických údajov v grafe $\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$ (obr. 2) sa dajú vyčleniť dve skupiny vzoriek karbonátov, ktoré sa odlišujú izotopickým zložením uhlíka a kyslíka a ktoré v nijakom prípade nemohli vzniknúť z rovnakých roztokov.

Prvú skupinu reprezentujú Fe-Mg karbonáty, ktoré majú nižšie hodnoty $\delta^{13}C$, a nežilné typy kalcitu v prostredí granitoidov. Pritom najnižšie hodnoty $\delta^{13}C$ majú z tejto skupiny karbonáty z prostredia granitoidov a amfibolitov, čo môže odrážať buď vyššiu teplotu zdrojového fluida karbonátov v tomto prostredí, alebo tento jav možno vysvetliť tak, že teplota vzniku karbonátov bola rovnaká, ale potom sa musel uplatniť väčší vplyv mobilizovaného uhlíka organického pôvodu.

Na obr. 2 je pole izotopického zloženia uhlíka a kyslíka z možných zdrojových roztokov pre celú skupinu karbonátov pri rozličnej teplote ich vzniku. Je zrejmé, že bez ohľadu na neistotu v teplote vzniku karbonátov boli zdrojové roztoky karbonátov charakteristické nižšími hodnotami $\delta^{13}C_{roztoku}$, v poli mimo rozmedzia pre typický hĺbkový uhlík (-5 ± 2 ‰, Kyser, 1986). Nejde teda o dominantne hĺbkový uhlík pôvodom z plášťa Zeme. Najskôr ide o zmes uhlíka z viacerých iných zdrojov - oxidácia, dekompozícia alebo maturácia organickej hmoty zo sedimentov, mobilizácia alebo metamorfná dekarbonatizácia vápenca a i. Zmiešavaním uhlíka z týchto zdrojov môžno získať zdrojový uhlík s hodnotou -8 až -12 ‰. Generácia týchto fluid je najskôr vysokoteplotná a časovo blízka magmatickometamorfným procesom. Predbežné údaje zo štúdia fluidných inklúzií v kremeni (v granite a v žilkách v granite) optickými metódami majú teplotu homogenizácie až 250 - 460 °C po oprave na tlak (Radvancová in Lörincz, 1993). Izotopické zloženie kyslíka zdrojových roztokov vyčíslené pre takúto teplotu podľa údajov $\delta^{18}O$ karbonátov a kremeňa zodpovedá rozmedziu typickému pre magmatické a metamorfné fluidá (obr. 2).

Druhou výraznou skupinou vzoriek je kalcit zo žiliek s paragenézou galenit - sfalerit - kalcit ± fluorit ± zeolit, ktorý je relatívne mladší ako predchádzajúce Fe-Mg typy karbonátov. V grafe $\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$ tvorí pole v oblasti vyšších hodnôt $\delta^{13}C$. Na obr. 2 je možné izotopické zloženie zdrojového roztoku druhej skupiny karbonátov pri rozdielnej teplote (200 a 300 °C). Izotopické zloženie uhlíka zdrojového roztoku je v tomto prípade pre pravdepodobnú teplotu vzniku blízke rozmedziu a v rozmedzí udávanom pre




Obr. 2. Diagram doteraz získaných hodnôt $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ z karbonátov a kremeňa v oblasti Ochtiná - Rochovce. Nové údaje sú aj v tab. 2. Šípky a odpovedajúce polia naznačujú izotopické zloženie $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ hydrotermálnych roztokov, ktoré boli odvodené zo vzťahu karbón - fluid - teplota.

Fig. 2. Carbon and oxygen isotopic composition of carbonates of the Mo-W and Pb-Zn mineralization in the Ochtiná-Rochovce area. Empty circles - calcite (new data), full circles - calcite, data of Repčok et al. in Václav (1988), empty squares - Fe-Mg carbonates (new data), full squares - Fe-Mg carbonates, data of Repčok et al. in Václav (1988).

hlbinný (plášťový) uhlík. Obidve porovnávané skupiny karbonátov vznikali v rôznom čase z rôznych roztokov a pravdepodobne pri nerovnakej teplote. Pri odlišnej teplôte vzniku obidvoch skupín karbonátov sa odlišujú aj hodnoty $\delta^{18}O$ hydrotermálnych roztokov s nižšími hodnotami kalcitu z paragenézy galenit - sfalerit - kalcit ± fluorit ± zeolit. Vypočítané izotopické zloženie zdrojových roztokov pre rozličnú teplotu uloženia karbonátov znázorňuje obr. 2 spolu s typickými rozmedziami pre možné zdrojové fluidá podľa literárnych údajov.

Repčok et al. in Lörincz (1988, 1993) stotožnil pri mladšom type mineralizácie galenit - sfalerit - kalcit ± fluorit ± zeolit teplotu začiatku dekrepitácie fluidnych inklúzií v rozmedzí 60 - 100 °C s teplotou kryštalizácie galenitu a sfaleritu. Pár galenit - sfalerit analyzovaný v rámci tejto práce poskytol podstatne vyššiu teplotu ich kryštalizácie (pozri časť o izotopoch síry). Takisto aj štúdium fluidných inklúzií kremeňa v žilkách, ktoré sú geneticky späté s Mo-W a Pb-Zn mineralizáciou a kremeňom v granitoide, poskytli podstatne vyššiu teplotu vzniku mineralizácie (Radvancová in Lörincz, 1993). Dekrepitačné hodnoty sa na základe dnešných poznatkov nedajú používať ako hodnoty teploty vzniku. Na presnejšiu charakteristiku podmienok vzniku uvedených typov mineralizácie bude nevyhnutné rozšíriť počet párov sfalerit - galenit a doplniť dáta z optickej termobarogeochémie fluidných inklúzií v karbonátoch. Ale už doteraz zistené fakty vylučujú, že by Mo-W a Pb-Zn mineralizácia v oblasti Rochoviec vznikla pri teplote pod 100 °C.

## Záver

Izotopické zloženie síry hlavnej molybdenitovej mineralizácie spolu so sulfidmi železa je vo väčšine prípadov veľmi homogénne. Ide o síru, ktorá bola izotopicky zhomogenizovaná počas vzniku granitoidnej taveniny. Jej pôvod sa nedá jednoznačne určiť, pretože síra s izotopickým zložením v tejto oblasti hodnôt môže pochádzať tak z hlbkového (plášťového) zdroja, ako aj z kôrového zdroja.

V priestore granitoidov sa ojedinele vyskytujú sulfidy s vyššími hodnotami $\delta^{34}S$, ktoré môžu reprezentovať síru z izotopicky nezhomogenizovaných reliktov pôvodných hornín (nepretavených hornín).

V priestore okolitých hornín (plášťa granitu) sa ojedinele vyskytujú sulfidy s nižšími hodnotami $\delta^{34}S$, čo je pravdepodobne výsledkom mobilizácie síry zo sedimentárnych hornín, kde sa na základe nízkych hodnôt $\delta^{34}S$ potvrdila existencia bakteriogénnych akumulácií sulfidov v čiernych bridliciach ochtinského súvrstvia bohatých na grafit.

Relatívne mladšia mineralizácia s paragenézou galenit - sfalerit - kalcit ± fluorit ± zeolit má pôvod zdrojovej síry v podobnom alebo rovnakom zdroji ako mineralizácia s molybdenitom a sulfidmi železa. Pár sfalerit - galenit poskytol údaj o teplote vzniku tejto mineralizácie okolo 280 °C.

V sledovanom priestore granitu a jeho plášťa sa vyskytujú dve skupiny karbonátov, ktoré sa odlišujú izotopickým zložením uhlíka a ktoré nemohli vzniknúť z rovnakého zdrojového fluida. Prvú predstavujú Fe-Mg karbonáty a niektoré kalcity nežilného charakteru v prostredí granitoidov. Táto skupina je charakteristická hodnotou $\delta^{13}C$ od -8 do -12 ‰. Druhú skupinu tvoria relatívne mladšie kalcity zo žiliek s paragenézou galenit - sfalerit - kalcit ± fluorit ± zeolit vyskytujúce sa v okolitých metasedimentoch. Tieto kalcity sa vyznačujú vyššími hodnotami $\delta^{13}C$, a to od -5 do -8 ‰.

Zdroj uhlíka prvej skupiny karbonátov je najskôr zmesou z viacerých zdrojov - oxidácie, dekompozície alebo maturácie organickej hmoty z čiernych bridlíc, mobilizácie alebo metamorfnej dekarbonizácie vápenca a i. Miešaním uhlíka z týchto zdrojov v rozličnom pomere môžmo získať uhlík s hodnotou $\delta^{13}C$ -8 až -12 ‰. Generácia týchto fluid je najskôr vysokoteplotná, časovo blízka anatektickým, magmatickometamorfným procesom. Zdrojový uhlík druhej mladšej skupiny karbonátov je svojím zložením bližšie rozmedziu typickému pre tzv. hlbkový uhlík (alebo uhlík plášťového pôvodu).

Údaje zo štúdia fluidných inklúzií v kremeni (v granite a v žilkách) optickými metódami naznačujú teplotu homogenizácie až 250 - 460 °C (po tlakovej korekcii). Izotopické zloženie kyslíka zdrojových roztokov vypočítané pre takúto teplotu na základe dát $\delta^{18}O$ karbonátov prvej skupiny a kremeňa zodpovedá rozmedziu typickému pre magmatické a metamorfné fluidá (obr. 2).

O študovaných karbonátoch druhej skupiny s paragenézou galenit - sfalerit - kalcit ± fluorit ± zeolit je doteraz len niekoľko údajov o teplote ich vzniku. Teplotu sme odhadli na základe teploty homogenizácie sekundárnych inklúzií, ktoré majú Th okolo 160 °C, a to na základe údajov z izotopického termometra sfalerit - galenit (280 °C). Podľa tejto teploty sme odvodili teplotu vzniku paragenézy galenit - sfalerit - kalcit ± fluorit ± zeolit okolo 280 °C. Z tejto informácie možno vyčísliť izotopické zloženie zdrojového kyslíka hydrotermálnych roztokov, ktorý je v oblasti magmatických a metamorfných vôd alebo vôd iného pôvodu, ktoré prekonali úplnú izotopickú výmenu s horninami za zvýšenej teploty (obr. 2).

## Literatúra


Burchart, J., Cambel, B. & Kráľ, J. 1987: Isochron reassessment of K-Ar dating from West Carpathian crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 131 - 170.*

Grinënko, V. A. 1962: Prigotovljenije dvuokisi serijl dlja izotopnovo analiza. *Žurnal. neorgan. Chimiji, 7, 2478 - 2483.*

Grecula, P. et al. 1992: SGR - geofyzika, stykové zóny. [Čiastková záverečná správa v reprodukčnom spracovaní.] *Manuskript - Geofond. Bratislava.*

Kyser, T. K. 1986: Stable isotope variations in the mantle. In: J. W. Valley, H. P. Taylor Jr. and J. R. O'Neil (Eds.): Stable isotopes in high temperature geological processes. *Rev. Mineralogy, 16, Min. Soc. America.*

Határ, J., Hraško, Ľ. & Václav, J. 1989a: Hidden granite intrusion near Rochovce with Mo-(W) stockwork mineralization (first object of its kind in the West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 5, 621 - 654.*

Határ, J., Hraško, Ľ. & Václav, J. 1989b: Petrografická a geochemická charakteristika zakrytej rochoveckej intrúzie. [Záverečná. správa.] *Manuskript - GÚDŠ, Bratislava, 183 - 242.*

Lörincz, L. 1993: Záverečná správa z úlohy Ochtiná-Rochovce, Mo-W, vyhľadávací prieskum. *Manuskript archív GP SNV, Geofond Bratislava.*

McCrea, J. M. 1950: On the isotopic geochemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J. Chem. Phys., 18, 849 - 857.*

Mišík, M., Chlupáč, I. & Ciha, I. 1985: Stratigrafická a historická geológia. *SNP, Bratislava, 1 - 570.*

Molák, B. 1988: Metalogenetický výskum styčnej zóny veporika a gemerika. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Nemčok, A. 1953: Geologická stavba oblasti medzi Rimavskou Baňou a Sirkom. *Geol. Zbor. Geol. carpath., IV, 3 - 4, 589 - 662.*

Ohmoto, H. & Rye, R. O. 1979: Isotopes of sulfur and carbon. *In: H. L. Barnes (Ed.): Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd., J. Wiley & Sons.*

Radvanec, M. 1994: Postupnosť kryštalizácie pri parciálnom tavení kôry v extenznom režime strižnej zóny na príklade vzniku granitu v oblasti Ochtiná a Rochovce (Západné Karpaty). *Mineralia slov., 26, 5.*

Rosenbaum, J. & Sheppard, S. M. F. 1986: An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures. *Geochim. cosmochim. Acta, 50, 1147 - 1157*

Sheppard, S. M. F. 1986: Characterization and isotopic variations in natural waters. *In: J. W. Valley, H. P. Taylor Jr., & J. R. O'Neil (Eds.): Stable isotopes in high temperature geological processes. Rev. Mineralogy, Min. Soc. America, 16.*

Václav, J. 1988: Prognózne zhodnotenie Mo - W mineralizácie južne od Rochoviec. *Správa GÚDŠ, Bratislava, 297 - 316.*

Václav, J., Határ, J., Vozárová, A. & Beňka, J. 1988: Mo-W mineralizácia južne od Rochoviec. Geol. Průzk., 10, 291 - 294.

Yanagishava, F. & Sakai, H. 1983: Preparation of $SO_2$ for sulfur isotope ratio measurement by thermal decomposition of $BaSO_4$-$V_2O_5$ -$SiO_2$ mixtures. *Anal. Chem., 55, 985 - 998.*

# Sulfur, carbon and oxygen isotope investigations of the Mo-W mineralization in the boundary zone between Gemericum and Veporicum Units in the Ochtiná-Rochovce area; Eastern Slovakia

Sulfur isotope data for sulfides (molybdenite, pyrite, pyrrhotite, sphalerite galena) and sulfates (barite, gypsum), carbon and oxygen isotope data for carbonates, and preliminary fluid inclusion data (sphalerite, quartz) have been obtained to characterize the ore-formation processes of Mo-W mineralization occuring in the boundary shear zone between Gemericum and Veporicum Units in the Ochtiná-Rochovce area, Slovakia. The Mo-W ore-forming process appears to be spatially and temporally related to the anatexis and granite emplacement to the shear zone (Radvanec, 1994).

Sulfur isotope data of molybdenite and other sulfidic minerals of the Mo-W mineralization are very homogeneous both inside and outside the granitic body ($\delta^{34}S$ from -2 to +1 ‰, see Fig. 1). The source of sulfur in minerals with $\delta^{34}S$ values close to 0 ‰ can be both crustal (sulfur of local crustal rocks isotopically homogenized by granite forming and/or ore forming processes) or derived from a deeper source.

Several samples with $\delta^{34}S$ values outside of the -2 to +1 ‰ range have been found which are interpreted as representing non-homogenized relicts of local crustal rocks and/or the influence of sulfur with low $\delta^{34}S$ values, derived from black shales. Isotopically light sulfidic sulfur has been documented in black shales of the Ochtiná Formation.

Relatively younger veins with the association galena - sphalerite - calcite ± fluorite ± zeolite cutting the older Mo-W mineralization have also been studied. Sulfur isotope data for these samples indicate a sulfur source with similar isotopic composition like for the Mo-W mineralization. Sphalerite-galena sulfur isotope thermometry yielded an estimated temperature of formation of 280 °C for the sample from the Rochovce section. In the sphalerite, only secondary fluid inclusions homogenizing up to 162 °C have been found.

Based on the paragenesis and carbon and oxygen isotope analyses, two types of carbonates have been identified in the Rochovce section (see Fig. 2). These two carbonate types have been formed from different fluids.

The first (older) carbonate group is represented mostly by Fe-Mg carbonates forming veinlets in metasediments, and by rare calcite clusters in the granite. Carbonates of this group are characterized by low $\delta^{13}C$ values in the range from -8 to -12 ‰, and have been formed in close temporal proximity to the magmatic and metamorphic events and the formation of Mo-W mineralization. Calculated oxygen isotopic compositions of hydrothermal fluids fit well with in the range typical for magmatic and metamorphic fluids, or fluids of other origin which had undergone isotopic exchange with rocks at high temperatures.

The second (younger) carbonate group is represented by calcite of the galena - sphlalerite - calcite ± fluorite + zeolite veins. Calcite of this group is characterized by higher $\delta^{13}C$ values in the range from -5 to -8 ‰, which is close to the range typical for deep-seated $CO_2$. For this carbonate type no precise temperature data allowing calculation of the oxygen isotope composition of hydrothermal fluids exists. Calculations of fluid compositions for the most probable temperature range is shown in Fig. 2.

A preliminary fluid inclusion study of quartz veinlets and clusters related to the Mo-W mineralization in granite and adjacent metasediments suggests formation at temperatures up to 250 - 460 °C (pressure correction included) (Radvancová in Lörincz, 1993).

Based on these data the relatively low-temperature formation processes of the mineralization types studied, originally proposed by Repčok et al. in Václav (1988) based on fluid inclusion decrepitation analysis and sphalerite-galena sulfur isotope fractionation, seems to be less probable.

*Mineralia slovaca, 26 (1994), 157 - 164*

# Niobium-tantalum minerals from granitic pegmatites in the Malé Karpaty, Považský Inovec and Žiar Mountains; Western Carpathians, Slovakia

PAVEL UHER[1], PETR ČERNÝ[2], MILAN NOVÁK[3] and PAVOL SIMAN[4]

[1]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava
[2]Department of Geological Sciences, University of Manitoba, Winnipeg R3T 2N2, Canada
[3]Moravské zemské museum, Zelný trh 6, 659 37 Brno, ČR
[4]Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

*(Received by October 8, 1993, revised version received Maj 2, 1994)*

**Abstract**

Niobium-tantalum oxide minerals (columbite-tantalite group, ferrotapiolite, fersmite, pyrochlore, microlite and uranmicrolite) were recently identified in three regional populations of the Variscan Western Carpathian granitic pegmatites of the beryl-columbite subtype. The Nb-Ta oxide minerals occur particularly in albite-rich units, but they seem to be generated during a relative long period from magmatic to hydrothermal stages. The process displays an evolution trend from Fe, Nb-rich to Fe, Mn, Ta-dominant species, and replacement of the early generation (columbite-tantalite, ferrotapiolite) by a late Ca-rich assemblage (fersmite, pyrochlore group).

**Key words:** niobium-tantalum oxide minerals, granitic pegmatites, Western Carpathians, Slovakia

## Introduction

Niobium-tantalum oxide minerals represent accessory phases particularly typical of rare-element pegmatites. Their economic potential (Ta, Nb ores) as well as the variability of their crystal structures, chemical composition, and internal zoning, all reflecting P-T-X conditions of the host-rock formation, have targeted them for detailed research (e. g. Gorzhevskaya et al., 1974; Černý and Ercit, 1985, 1989; Černý, 1989; Voloshin and Pakhomovsky, 1988; Lumpkin and Ewing, 1992). Minerals of the columbite-tantalite group were also used recently in U-Pb dating (Romer and Wright, 1992).

Niobium-tantalum oxide minerals were rarely identified in the Western Carpathian area. The first description of a mineral of the pyrochlore-group in the Železná studnička pegmatite at Bratislava was unfortunately based only on optical properties (Valach, 1954). Ferrotantalite and betafite or a formanite-like mineral were described by Határ (1979) from pegmatites of the Sopotnica valley in the Prašivá granite intrusion (Nízke Tatry Mts.); these minerals are the objects of a current detailed study (Uher and Határ, in prep.). Niobium-tantalum oxide minerals were also found in greisenised partions of the Spiš-Gemer tin-bearing granites: e. g., columbite-tantalite, wolframoixiolite (?), microlite, niobian-tantalian rutile from the Dlhá dolina valley (Malachovský, 1983), and niobian rutile plus columbite from the Betliar granite porphyry and the Hnilec granite (Varček, 1965; Drnzíková et al., 1975; Bížová, 1978). Similarly, the acid metavolcanic rocks (keratophyres) of the Rakovec Unit contain scarce minerals of REE-Nb-Ta, probably samarskite and aeschynite, in the Hnilčík - Roztoky area (Malachovský et al., 1987). The titanium-niobium-tantalum assemblage with niobian-tantalian rutile and titanian ferrocolumbite to disordered columbite was also discovered from in the Tríbeč leucocratic granites near the Kovarce village (Uher and Broska, 1992).

Niobium-tantalum oxide minerals were described in some granitic pegmatites of the Bratislava massif, Malé Karpaty Mts. (Uher et al., 1989); the Bojná massif, Považský Inovec Mts. (Uher and Broska, 1989; Uher, 1991) and of the Žiar massif as characteristic minerals of the recently defined Be-Nb-Ta mineralization within the Western Carpathians region (Uher, 1991, 1992). The present paper summarizes published informations concerning niobium-tantalum phases in these pegmatites, adds some new data and proposes generalized interpretations.

## Methods

The investigated Nb, Ta-oxide minerals were obtained by collecting macroscopic grains in the field, or by separation of 0.0X - 0.5 mm large crystals from crushed pegmatite samples (modified method of Lyakhovich, 1966).

Internal zoning of Nb, Ta-oxide minerals was studied by a backscattered electron image method (BSE) on the JEOL JSM 840 scanning electron microscope at a 25 kV accelerating potential (D. Štúr Geol. Inst., Bratislava).

Electron-microprobe analyses were performed in a wavelength-dispersion (WDS) mode on two instruments:

1. JEOL JCXA-733 Superprobe (D. Štúr Geological Institute, Bratislava). Standards: $LiNbO_3$ (Nb Lα), $LiTaO_3$

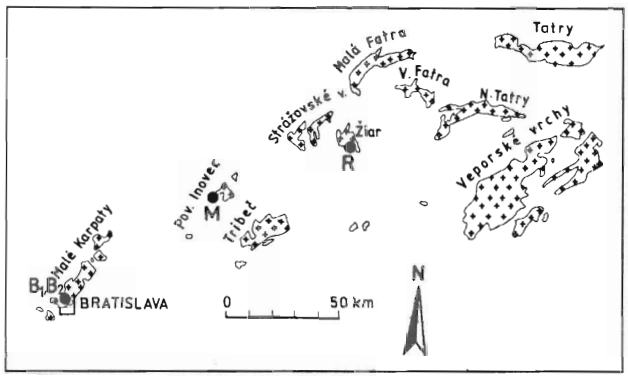



Fig. 1. Schematic geological map of distribution of the Hercynian granitoid rocks in the Western Carpathian Mts.; the examined pegmatite localities carrying Nb, Ta-oxide minerals are marked: $B_1$ - Bratislava (Pri Habánskom mlyne), $B_2$ - Bratislava (Kramer quarry), M - Moravany n. V., R - Ráztočno.

(Ta Mα), $TiO_2$ (Ti Kα), $SnO_2$ (Sn Lα), $CaWO_4$ (W Mα), chromite (Fe Kα), Mn-willemite (Mn Kα), MgO (Mg Kα), wollastonite (Ca Mα), albite (Na Kα). Operating conditions: accelerating voltage 20 kV, sample current 35 nA, beam diameter 3 μm. The ZAF correction was used.

2. CAMECA CAMEBAX SX 50 (University of Manitoba, Winnipeg), with a beam diameter of 1 - 2 μm, accelerating potential 15 kV, sample current 20 and 40 mA and counting time 20 and 50 s, respectively. The following standards were used: $MnNb_2O_6$ (Nb Lα, Mn Kα), manganotantalite (Ta Mα), $FeNb_2O_6$ (Fe Kα), rutile (Ti Kα), $SnO_2$ (Sn Lα), $ZrO_2$ (Zr Lα), $MgNb_2O_6$ (Mg Kα), $CaNb_2O_6$ (Ca Kα), $SrBaNb_4O_{10}$ (Sr Lα), $BiTaO_4$ (Bi Mα), mimetite (As Lα, Pb Mα), $UO_2$ (U Mα), metal W (W Mα), YAG (Y Lα), $Ba_2NaNb_5O_{15}$ (Ba Lα), $SrBaNb_4O_{10}$ (Sr Lα), pollucite (Cs Lα), microlite (F Kα). Data were reduced using the PAP procedure (Pouchou and Pichoir, 1985).

Unit-cell dimensions of ferrotapiolite and microlite were calculated from X-ray powder-diffraction data with Philips PW 1710 X-ray diffractometers using Ni-filtered Cu Kα radiation, scanning speed 0.5° 2Θ/min. and $CaF_2$ (a = 5.4620) as an internal calibration standard.

## Description of the pegmatites

Niobium-tantalum oxide minerals were studied at two pegmatite localities in the Bratislava massif, Malé Karpaty Mts. and at one locality in the Bojná massif, Považský Inovec Mts. and in the Žiar massif, Žiar Mts. (Fig. 1).

1. Pri Habánskom mlyne, northern part of the Mlynská dolina Valley, Bratislava, Malé Karpaty Mts. A small rock outcrop of a locally mylonitized two-mica granite is cut by several 10 to 50 cm thick pegmatite dikes. The larger dikes display zonal internal structure with a predominance of the coarse-grained feldspar-quartz-muscovite unit, evolved to blocky microcline, over the graphic zone and quartz core; the plumose muscovite is common. This locality yielded two narrow flat crystals of columbite-tantalite, 0.5 and 2 cm in size, from a coarse-grained pegmatite transitional from graphic to blocky microcline units into a feldspar-quartz-muscovite unit.

2. Kramer quarry, SW slope of the Kamzík hill, Bratislava, Malé Karpaty Mts. Numerous pegmatite dikes 10 to 40 cm thick occur in leucocratic two-mica granites of the Bratislava massif. The pegmatite dikes exhibit mostly irregular internal structure with a predominant feldspar-quartz-muscovite unit transitional into blocky microcline or graphic unit, and a quartz-rich central zone up to 10 cm thick. A network of veinlets rich in saccharoidal albite, with abundant garnet and rare gahnite, penetrates other textural-paragenetic units. An isolated tabular crystal of columbite-tantalite, about 0.8 mm long, was found in such a veinlet crosscutting grey microcline.

3. Nad Uhliskom near the Ráztočno village, Žiar Mts. The pegmatites occur here as talus boulders on a slope of a forested ridge. Leucocratic two-mica granites are the probable host rocks of the pegmatites, although, paragneisses also occur in this area. The pegmatite debris exhibits the following paragenetic-textural units: graphic, blocky microcline, coarse-grained feldspar-quartz-muscovite and blocky quartz. A fine-grained albite-rich unit

TAB. 1
*Representative compositions of the Nb, Ta oxide minerals (wt. %)*

| Comp. No. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $Nb_2O_5$ | 55.6 | 41.2 | 48.0 | 23.2 | 38.6 | 24.8 | 10.3 |
| $Ta_2O_5$ | 22.1 | 39.7 | 33.3 | 58.2 | 42.5 | 58.0 | 74.6 |
| $TiO_2$ | 1.5 | 0.2 | 0.3 | 0.4 | 0.1 | 0.2 | 0.2 |
| $SnO_2$ | 0.1 | 0.0 | 0.0 | 0.2 | 0.0 | 0.3 | 0.0 |
| $WO_3$ | 0.2 | 0.1 | 0.0 | 0.0 | 0.3 | 0.0 | 0.0 |
| FeO | 10.3 | 13.7 | 14.3 | 10.6 | 7.7 | 13.1 | 4.7 |
| MnO | 9.2 | 5.0 | 3.8 | 5.8 | 9.8 | 3.0 | 9.5 |
| MgO | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.5 |
| Total | 99.0 | 99.9 | 99.7 | 98.4 | 99.0 | 99.4 | 99.8 |
| Mn/Mn+Fe) | 0.48 | 0.27 | 0.21 | 0.36 | 0.56 | 0.19 | 0.67 |
| Ta/(Ta+Nb) | 0.19 | 0.37 | 0.29 | 0.60 | 0.40 | 0.58 | 0.81 |
| Comp. No. | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| $Nb_2O_5$ | 5.2 | 6.9 | 43.0 | 47.9 | 15.5 | 4.3 | 3.6 |
| $Ta_2O_5$ | 79.6 | 76.5 | 37.4 | 33.6 | 61.6 | 72.3 | 63.6 |
| $TiO_2$ | 0.1 | 0.6 | 1.4 | 1.3 | 0.4 | 0.2 | 2.2 |
| $SnO_2$ | 1.0 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.3 | 2.3 | 0.4 |
| $WO_3$ | 0.0 | 0.1 | 0.2 | n.a. | 0.0 | n.a. | 0.1 |
| FeO | 13.3 | 12.6 | 2.4 | 1.2 | 0.9 | 0.1 | 0.1 |
| MnO | 0.7 | 1.8 | 2.3 | 3.4 | 2.0 | 0.5 | 0.3 |
| CaO | 0.0 | 0.0 | 12.2 | 11.9 | 14.8 | 13.6 | 9.9 |
| SrO | n.a. | n.a. | n.a. | 0.0 | n.a. | 1.0 | n.a. |
| $Na_2O$ | n.a. | 0.1 | n.a. | 0.1 | 1.2 | 1.9 | 0.8 |
| F | n.a. | n.a. | n.a. | 0.4 | n.a. | 1.9 | n.a. |
| Total | 99.9 | 98.7 | 99.0 | 99.7[x] | 96.7 | 97.3[x] | 81.0[xx] |
| Mn/(Mn+Fe) | 0.05 | 0.13 | | | | | |
| Ta/(Ta+Nb) | 0.90 | 0.87 | 0.34 | 0.30 | 0.71 | 0.91 | 0.91 |

1 - 7 columbite-tantalite, 8-9 - ferrotapiolite, 10 - fersmite, 11 - pyrochlore, 12-13 - microlite, 14 - uranmicrolite. Localities: Bratislava - Pri Habánskom mlyne (1), Ráztočno (2 and 12), Moravany n. V. (3-11, 13 and 14). [x]Total after adjusting O for F; [xx] including 7-11 wt. % $UO_2$ (EDAX)..

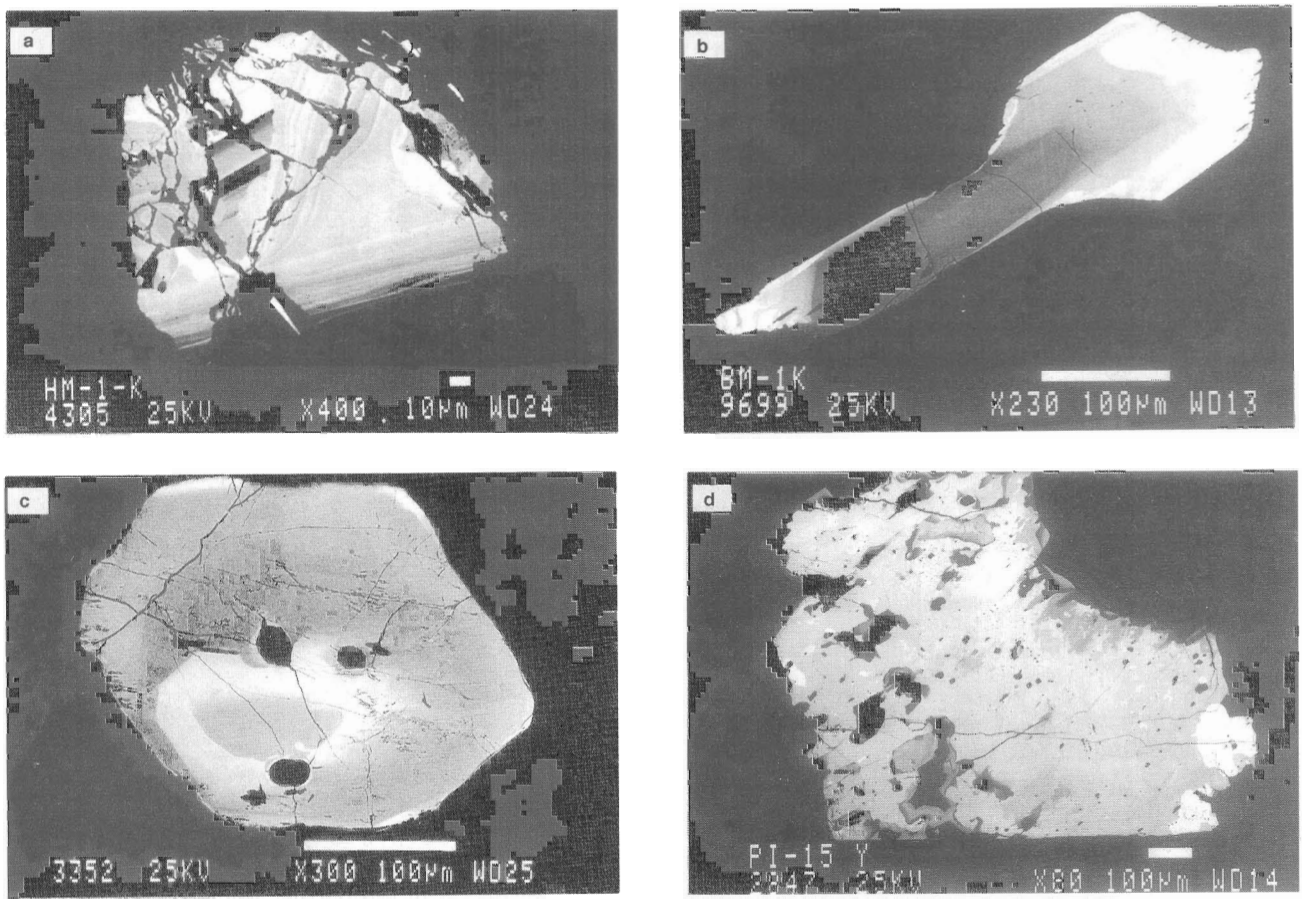



Fig. 2. Columbite-tantalite from the examined pegmatites. a - type 1, Bratislava (Pri Habánskom mlyne), b - type 2, Bratislava (Kramer quarry), c - type 2, Moravany n. V., d - type 4, with ferrotapiolite (white), Moravany n. V.

with pale-green muscovite, yielded platy crystals of columbite-tantalite, up to 2 mm long, with microlite.

4. Moravany nad Váhom, the Striebornica ridge, Považský Inovec Mts. The largest and the most complex pegmatite discovered to date in the Western Carpathians (Uher and Broska, 1989; Uher, 1991, 1992). The pegmatite forms probably a lenticular body, estimated at 100 - 150 x 15 - 20 m in maximum dimensions; it penetrates two-mica granodiorites to granites as well as their host metapelites of the biotite-muscovite-sillimanite subfacies (after Korikovsky and Putiš, 1986). The pegmatite shows a zonal internal structure with well-developed microcline-quartz-muscovite to quartz-muscovite units and quartz core with beryl. Widespread late albite-rich complexes, namely the fine-grained saccharoidal albite and coarse-grained fan-shaped platy albite (cleavelandite), are characteristic of this pegmatite. Within the albite-rich unit the following Nb, Ta-oxide minerals were identified: members of the columbite-tantalite group, ferrotapiolite, fersmite, pyrochlore, microlite and uranmicrolite.

## Niobium-tantalum oxide minerals

Minerals of the columbite-tantalite group (Fe, Mn) (Nb, Ta)$_2$O$_6$ are the most widespread Nb-Ta phases in the studied pegmatites. On the basis of the assemblages, internal texture (zoning) and chemical composition, four principal genetic types of columbite-tantalite can be distinguished (Figs. 2 - 4, Table 1 - comp. 1 - 14):

1. Ferrocolumbite (Fe>Mn) (Nb>Ta)$_2$O$_6$ from the coarse-grained assemblages with dominant microcline (Pri Habánskom mlyne, Bratislava) forms large crystals up to 2 cm in size. They exhibit rather homogeneous Fe, Ta-enriched areas with the atomic ratios Mn/(Mn+Fe) = 0.19 - 0.20 and Ta/(Ta+Nb) = 0.44 - 0.45, and oscillatory zoned Mn-enriched and Ta-poor areas, where Mn/(Mn+Fe) = 0.48 - 0.49 and Ta/(Ta+Nb) = 0.19 - 0.22 (Figs. 2a, 4b, Table 1 - comp. 1).

2. Ferrocolumbite to ferrotantalite (Fe>Mn) (Nb<>Ta)$_2$O$_6$ occurs in the fine-grained albite-rich assemblages (saccharoidal albite or sodic aplite) in the Moravany nad Váhom, Kramer quarry (Bratislava) and at Ráztočno. It forms commonly minute platy crystals, about 0.2 - 0.5 mm but rarely up to 2 mm in size, locally replaced by fersmite, pyrochlore and microlite. This ferrocolumbite-ferrotantalite exhibits a wide variety of regular and irregular zoned textures (Figs. 2b, c), or is almost homogeneous. The atomic Mn/(Mn+Fe) ratio varies from 0.16 to 0.31, but the Ta/(Ta+Nb) shows a substantialy broader range, 0.09 - 0.60 (Fig. 4a, b, Table 1 - comp. 2 and 3).

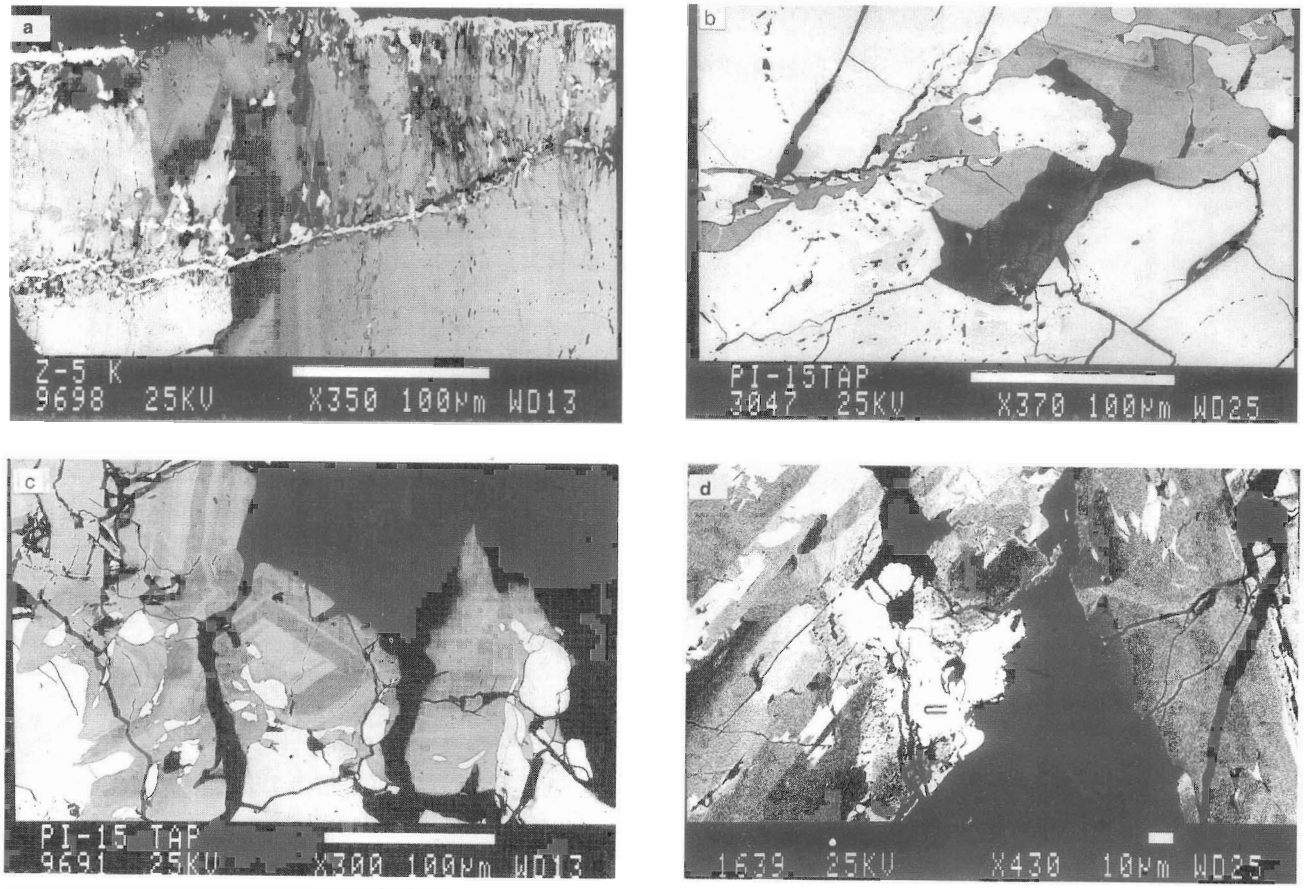



Fig. 3. Nb, Ta-oxide minerals from the examined pegmatites. a - veinlets of microlite (white replace columbite-tantalite (shades of grey) along microfractures - Ráztočno, b - association of tantalite (type 4, dark) and ferrotapiolite (white) with late microlite (grey with oscillatory zoning), c - zoned grains of microlite (grey) replace ferrotapiolite (white), d - uranmicrolite (U) replaces columbite-tantalite (type 3, white to grey), b to d - Moravany n. V.

3. Ferrotantalite and manganocolumbite (locally ferrocolumbite) (Fe<>Mn) (Nb<>Ta)$_2O_6$ occur in the coarse-grained cleavelandite-quartz assemblage in the Moravany nad Váhom pegmatite. They form aggregates of crystals 1 to 4 mm long, with uranmicrolite inclusions (Fig. 3d), or 1.5 - 5 mm long crystals of ferrocolumbite to ferrotantalite. This type of columbite-tantalite is either homogeneous or irregulary embayed with patchy zoning. The patchy zoning varies from ferrotantalite with atomic Mn/(Mn+Fe) = 0.43 - 0.56 and Ta/(Ta+Nb) = 0.58 - 0.61 to manganocolumbite with Mn/(Mn+Fe) = 0.43 - 0.56 and Ta/(Ta+Nb) = 0.34 - 0.45 (Figs. 3d, 4a, Table 1 - comp. 4 and 5).

4. Ferrotantalite to manganotantalite (rarely ferrocolumbite) (Fe<>Mn) (Ta>Nb)$_2O_6$ occur in the cleavelandite unit of the Moravany nad Váhom pegmatite. It was found as a 5 mm crystal of ferrotantalite with ferrotapiolite inclusions (Fig. 2d), and as ferro- and manganotantalite inclusions and rims (20 - 700 µm in maximum dimension) in a large grain of ferrotapiolite (Fig. 3b). Tantalite shows irregular or coarse concentric zoning, but locally it is nearly homogeneous. Generally, a broad compositional variation is characteristic for this tantalite type: atomic Mn/(Mn+Fe) = 0.17 - 0.67 and Ta/(Ta+Nb) = 0.49 - 0.81 (Fig. 4a, Table 1 - comp. 6 and 7).

Ferrotapiolite $FeTa_2O_6$ has been found only in the Moravany nad Váhom pegmatite as a large grain (15 x 7 mm) associated with ferro- to manganotantalite (type 4) in the coarse-grained quartz - albite (cleavelandite) unit. Ferrotapiolite contains inclusions of tantalite and microlite veinlets (Figs. 3b, 3c). Contraversly, anhedral ferrotapiolite inclusions 10 - 180 µm in size are found enclosed in ferrotantalite (Fig. 2d). Both types of ferrotapiolite are almost homogeneous or only slighty zoned with atomic Mn/(Mn+Fe) = 0.04 - 0.10 and Ta/(Ta+Nb) = 0.84 - 0.92 (Table 1 - comp. 8 and 9, Fig. 4a). Textural relationships as well as chemical compositions of the ferrotapiolite - tantalite pair indicate disequilibrium crystallization (Novák et al., in prep.). A conspicuous feature of the ferrotapiolite are high concentrations of tin (up to 2.3 % $SnO_2$). The ferrotapiolite was identified by X-ray powder diffraction as a relatively ordered phase with a = 4.76 and c = 9.22, by comparison with the data of Černý et al. (1989).

Fersmite Ca(Nb>Ta)$_2O_6$ was identified in the saccharoidal albite unit of the Moravany nad Váhom pegmatite as irregular grains, up to 0.1 mm in size, associated with pyrochlore-microlite; both phases replace columbite-tantalite (type 2). On the basis of mutual textural relationships, we suggest that fersmite forms extremely a fine-grained aggregate replacing columbite-tantalite. Consequently, compositions of fersmite obtained by the electron micro-

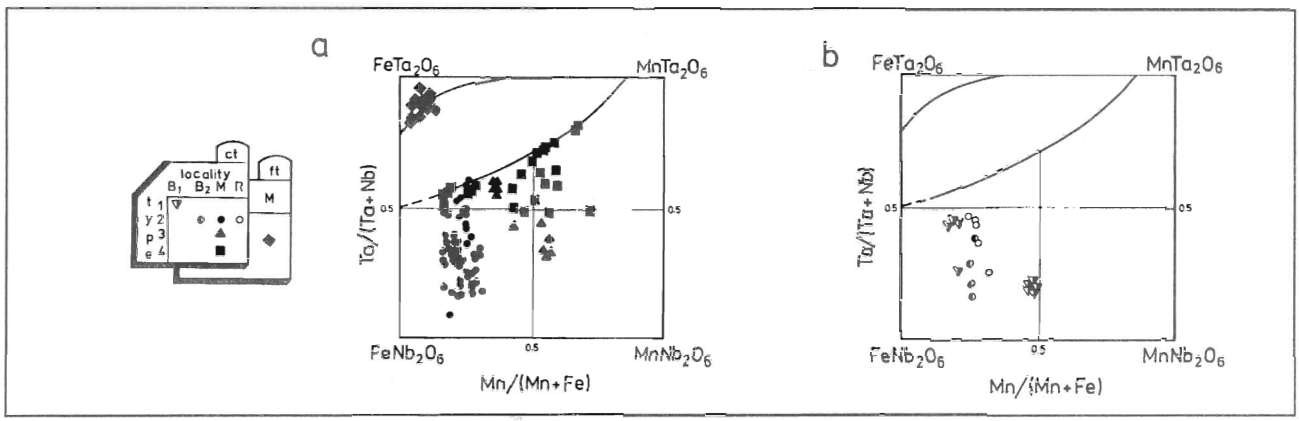



Fig. 4. Composition of columbite-tantalite and ferrotapiolite in the columbite quadrilateral (atomic ratios). a - the Moravany nad Váhom pegmatite (ct - columbite-tantalite, ft ferrotapiolite, other symbols as in Fig. 1, the two-phase field after Černý et al. (1992a), b - the other localities (Bratislava 1 and 2, Ráztočno), symbols as in Fig. 1.

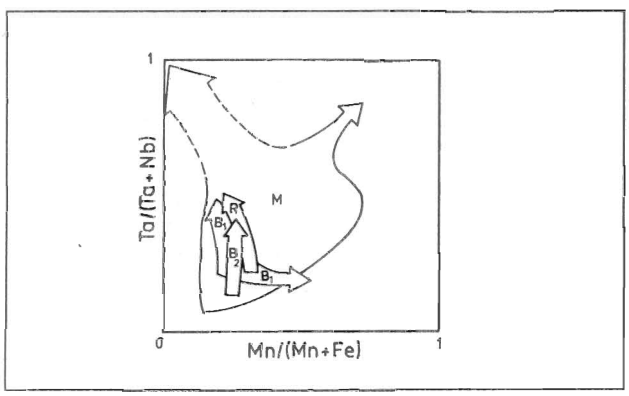



Fig. 5. The columbite quadrilateral diagram with the evolution trends of columbite-tantalite and ferrotapiolite from examined Western Carpathian pegmatites (symbols as in Fig. 1).

probe analyses are contaminated by the host columbite; the data may represent fersmite - columbite mixtures with up to about 77 % fersmite phase, judging from the atomic ratio of Ca/(Ca+Fe+Mn) attaining as much as 0.77 (Table 1 - comp. 10). The REE and Y contents, rather high in some fersmites, are low (up to 0.3 % $Y_2O_3$, not listed in Table 1), as is typical for fersmite from REE-poor granitic pegmatites (e. g. the Maršíkov pegmatite; Černý et al., 1992b).

Pyrochlore group minerals (Na, Ca, U, ...)$_{2-m}$(Nb, Ta, Ti)$_2O_6$ (F, OH, O)$_{1-n}$ . p$H_2O$ occur as irregular veins, inclusions and outer rims replacing columbite-tantalite and/or ferrotapiolite in the albite-rich units of the Moravany nad Váhom as well as Ráztočno pegmatites.

Pyrochlore s. s. to microlite from Moravany nad Váhom were found as anhedral, 5 - 20 μm inclusions in fersmite; both these minerals replace columbite-tantalite. The atomic Ta/(Ta+Nb) ratio of pyrochlore-microlite varies between 0.30 and 0.69 (Table 1 - comp. 11, Fig. 6a).

Microlite from the Ráztočno pegmatite with atomic Ta/(Ta+Nb) = 0.71 - 0.91 forms thin veinlets, irregular grains and rims within and around grains of columbite-tantalite (Figs. 3a, 6a, Table 1 - comp. 12). The concentric zoned microlite (Ta/(Ta+Nb) = 0.91 - 0.97) from the Moravany nad Váhom pegmatite replaces a large grain of ferrotapiolite and tantalite (Figs. 3b, 3c, 6a, Table 1 - comp. 13). Increased Sr and Sn contents (1 - 1.3 wt. % SrO and over 2 wt. % $SnO_2$) in some compositions from the Moravany nad Váhom microlite are noteworthy. The X-ray powder diffraction study of microlite yielded a = 10.42.

Uranmicrolite with Ta/(Ta+Nb) = 0.91 - 0.93 from the Moravany nad Váhom pegmatite forms irregular inclusions and outer rims, 20 - 90 μm in size around crystals of columbite-tantalite (type 3; Figs. 3d, 6a, Table 1 - comp. 14).

## Discussion

The mineral assemblages of the Nb, Ta-oxide minerals characterized above, as well as several new discoveries of beryl, substantially change the extant opinions which defined the Variscan Western Carpathian pegmatites to be mineralogically barren and geochemically primitive (cf. Dávidová, 1978; Staněk and Dávidová, 1981). The presence and chemical composition of Nb-Ta minerals, occurrence of beryl, P-T conditions of the host metamorphic rocks, internal zoning of pegmatites, plus the occurrence and composition of other accessory minerals suggest that the studied pegmatites may be classified as members of either the transitional rare-element - muscovite class or the rare-element class proper; they can be locally assigned to the beryl-columbite subtype (after Černý, 1989, 1991). The character of the Nb-Ta oxide minerals supports this opinion despite their rarity. Their chemical composition and presence of Ta-rich phases indicate a relatively high degree of fractionation of the parent medium (cf. Černý et al., 1986). Generally, both pegmatite localities in Bratislava as well as the Ráztočno pegmatite exhibit lower fractionation level than the more fractionated pegmatite in Moravany nad Váhom. This latter locality exhibits greater abundance and variety of Nb-Ta oxide minerals, as well as a higher degree of their enrichment in Ta and Mn.

The early generation of Nb, Ta-oxide minerals is repre-

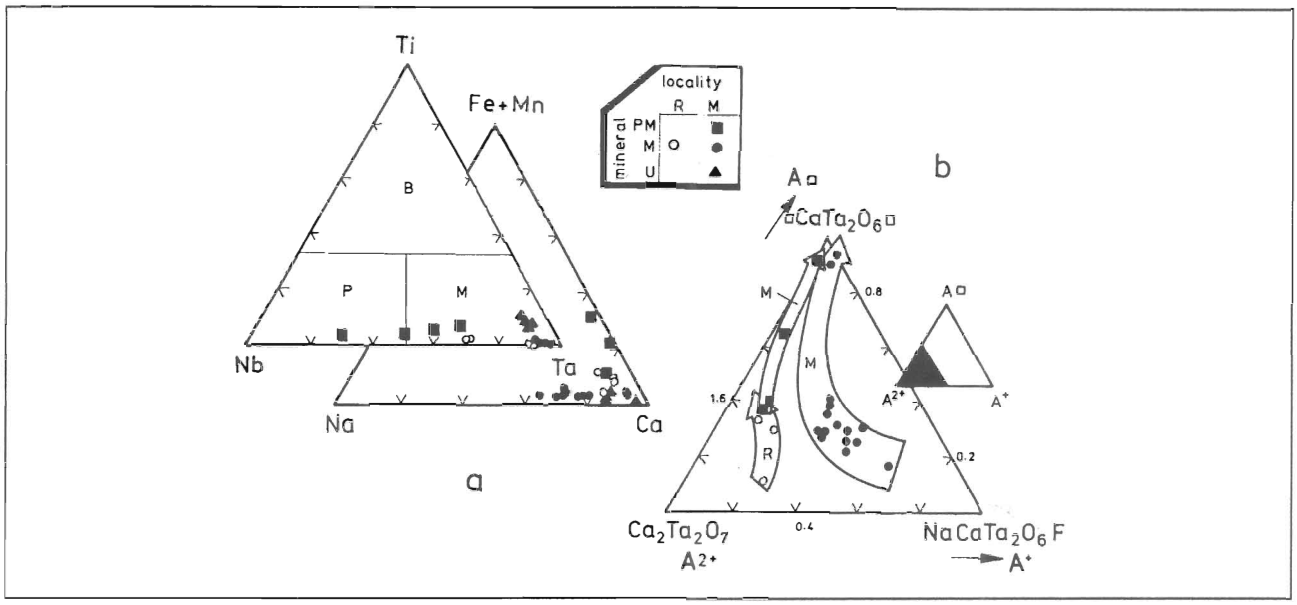



Fig. 6. Chemical composition (a) and alteration trends (b) of the pyrochlore-microlite minerals (atomic ratios), B - betafite, P - pyrochlore, M - microlite, U - uranmicrolite, other symbols as in Fig. 1. End-members in (b) according to Lumpkin and Ewing (1992).

sented mainly by members of the columbite-tantalite group and by ferrotapiolite. Ferrocolumbite (type 1) originated during the crystallization of the coarse-grained units with dominant microcline (Pri Habánskom mlyne, Bratislava). The main volume of columbite-tantalite (type 2 - 4) and ferrotapiolite precipitated during the relatively late stages of pegmatite crystallization represented by the albite-rich assemblages. Relatively low Ta/(Ta+Nb) and especially Mn/(Mn+Fe) ratios in the ferrocolumbite-ferrotantalite (type 2) of the fine-grained albite units (saccharoidal albite, resp. sodic aplite) suggest an older, less fractionated stage of pegmatite crystallization relative to the more fractionated Ta- and Mn-rich ferrotantalite, manganocolumbite, manganotantalite and ferrotapiolite from the cleavelandite unit in the Moravany nad Váhom pegmatite (cf. Černý et al., 1986).

It is interesting to note that the examined columbite-tantalite shows only exceptionally the general fractionation trend of increasing Ta/Nb and Mn/Fe (Kuzmenko, 1978; Černý et al., 1985) within a single crystal from core to rim. However, the lack of this trend is also known from other regions (e. g. Lahti, 1987). The columbite-tantalite + ferrotapiolite fractionation trends from the examined Western Carpathian pegmatite occurrences (Fig. 5), and particularly from the most evolved Moravany nad Váhom pegmatite, are considerably similar to the trends typical of the beryl-type rare-element pegmatites poor in fluorine (Černý et al., 1986; Wise, 1987; Černý, 1989).

Fersmite and the minerals of pyrochlore-group minerals represent a late generation of Nb-Ta oxide minerals. Their chemical composition suggests increased activity of Ca, U and/or F in hydrous fluids which probably acted during an early hydrothermal stage. The relatively late position of these minerals in comparison to the columbite-tantalite and ferrotapiolite is supported by the textural relationships (Figs. 3a - 3d). Late origin of pyrochlore, microlite, uranmicrolite and fersmite is generally widespread (e. g. Černý and Ercit, 1989); however, primary microlite crystallized simultaneously with columbite-tantalite is also common (Lumpkin et al., 1986; Černý et al., 1986).

The low-temperature hydrothermal alteration of pyrochlore, microlite and uranmicrolite seems to be the last process in the evolution of the Nb, Ta oxide minerals. It is characterized by partial leaching of alkalis, especially Na, as well as F, and with increase of $M^+$ or $X^-$ vacancies. The extent of secondary alteration is broadly variable, from very restricted leaching of the A-site up to strongly altered pyrochlore-microlite with almost 50 % of the A-positions vacant (Fig. 6b). This alteration is typical of pyrochlore-group minerals in rare-element granitic pegmatites (Lumpkin et al., 1986; Wise and Černý, 1990; Lumpkin and Ewing, 1992).

## Conclusions

Niobium-tantalum oxide minerals have been characterized from the granitic pegmatites of three regions of the Western Carpathians (the Malé Karpaty, Považský Inovec and Žiar Mts.). Composition of the Nb, Ta-oxide minerals, associated minerals (albite, beryl, garnet, gahnite, zircon) and other geological and petrological data (Uher, 1992) suggest these pegmatites belong to the rare-element - muscovite to rare-element class and to the beryl type, beryl-columbite subtype (after Černý, 1991).

The following mineral species were identified: ferrocolumbite, ferrotantalite, manganocolumbite, manganotantalite, ferrotapiolite, fersmite, pyrochlore, microlite and uranmicrolite, and the first findings of manganotantalite,

ferrotapiolite, fersmite and uranmicrolite were recorded in the territory of Slovak Republic.

The columbite-tantalite fractionaction trends as well as the overall mineral assemblage of Nb, Ta-oxide minerals indicate a rather fluorine-poor parent environment. The fracionation trends display a significant increase in the Ta/(Ta+Nb) ratio but only a limited enrichment in Mn. Nb, Ta-oxide minerals originated during a broad interval of pegmatite crystallization. Minerals of the columbite-tantalite group and ferrotapiolite are accumulated mainly in units rich in albite. Late-stage hydrothermal alteration is represented by replacement of early Nb, Ta-phases by Ca-rich minerals such as pyrochlore, microlite, uranmicrolite and fersmite, and locally by a asubsequent low-temperature alteration of the pyrochlore-group minerals.

*Acknowledgements.* This study was supported by the Grant No. 118 of the Slovak Academy of Sciences to PU, the NSERC Research and Major Installation Grants (Canada) to PČ, and the Dean of Science, University of Manitoba Postdoctoral Fellowship to MN.

## References

Bížová, M. 1978: The chemical composition of inclusions in cassiterite from the ore of the Spiš-Gemer Mts. area. *Rudy, 26, 361 - 364.*

Broska, I. & Uher, P. 1991: Regional typology of zircon and its relationship to allanite/monazite antagonism (on an example of Hercynian granitoids of Western Carpathians). *Geol. Carpath., 42, 271 - 277.*

Černý, P. 1989: Characteristics of pegmatite deposits of tantalum. *In: P. Möller, P. Černý and P. Saupé (Eds.): Lanthanides, Tantalum and Niobium. Springer-Verlag (Berlin - Heidelberg - New York), 192 - 236.*

Černý, P. 1991: Rare-element granitic pegmatites, Part I. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geosci. Canada, 18, 49 - 67.*

Černý, P. & Ercit, T. S. 1985: Some recent advances in the mineralogy and geochemistry of Nb and Ta in rare-element granitic pegmatites. *Bull. Mineral., 108, 499 - 532.*

Černý, P. & Ercit, T. S. 1989: Mineralogy of niobium and tantalum: crystal chemical relationships, paragenetic aspects and their economic implications. *In: P. Möller, P. Černý and F. Saupé (Eds.): Lanthanides, Tantalum and Niobium. Springer-Verlag (Berlin - Heidelberg - New York), 27 - 79.*

Černý, P., Chapman, R., Chackowsky, L. E. & Ercit, T. S. 1989: A ferrotantalite-ferrotapiolite intergrowth from Spittal a. d. Drau, Carinthia, Austria. *Mineral. Petrology, 41, 53 - 63.*

Černý, P., Ercit, T. S. & Wise, M. A. 1992a: The tantalite-tapiolite gap: natural assemblages versus experimental data. *Canad. Mineralogist, 30, 587 - 596.*

Černý, P., Goad, B. E., Hawthorne, F. C. & Chapman, R. 1986: Fractionaction trends of the Nb- and Ta-bearing oxide minerals in the Greer Lake pegmatitic granite and its pegmatite aureole, southeastern Manitoba. *Amer. Mineralogist, 71, 501 - 517.*

Černý, P., Meintzer, R. E. & Anderson, A. J. 1985: Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. *Canad. Mineralogist, 23, 381 - 421.*

Černý, P., Novák, M. & Chapman, R. 1992b: Effects of subsolidus metamorphism and shearing on Nb-Ta oxide minerals in granitic pegmatites: Maršíkov, Northern Moravia, Czechoslovakia. *Canad. Mineralogists, 30, 699 - 718.*

Dávidová, Š. 1978: Mineralogy and petrography of the pegmatites from the Tatride crystalline complex. *Mineralia slov., 10, 127 - 146.*

Drnzíková, L., Mandáková, K., Drnzík, E. & Baran, J. 1975: The criterions of tin-bearing and metallogenetic specialization of some granite types: the Spiš-Gemer Ore Mts. *Mineralia slov., 7, 53 - 59.*

Gorževskaja, S. A., Sidorenko, G. A. & Ginzburg, A. I. 1974: The titanium-tantalum-niobates. *Nedra Moskva, 1 - 344.*

Határ, J. 1979: The accesory minerals of some crystalline rocks from the western part of Ďumbier zone of the Nízke Tatry Mts. *Unpubl. PhD. thesis, Bratislava, 1 - 191.*

Korikovsky, S. P. & Putiš, M. 1986: Metamorphic zoning and diaphtoresis of the Považský Inovec Mts. crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 115 - 136.*

Kuzmenko, M. V. 1978: Geochemistry of tantalum and genesis of the endogenous tantalum deposits. *Moskva, Nauka, 1 - 216.*

Lahti, S. I. 1987: Zoning in columbite-tantalite crystals from the granitic pegmatites of the Eräjärvi area, southern Finland. *Geochim. Cosmochim. Acta, 51, 509 - 517.*

Ljachovič, V. V. 1966: A rational method of obtaining of the accessory minerals from granitoids. *Nedra, Moskva, 1 - 48.*

Lumpkin, G. R. & Ewing, R. C. 1992: Geochemical alteration of pyrochlore group minerals: Microlite subgroup. *Amer. Mineralogist, 77, 179 - 188.*

Lumpkin, G. R., Chakoumakos, B. C. & Ewing, R. C. 1986: Mineralogy and radiation effects of microlite from the Harding pegmatite, Taos County, New Mexico. *Amer. Mineralogist, 71, 569 - 588.*

Malachovský, P. 1983: The mineralogical-petrological conditions of tin-, rare-element- and hydrothermal mineralizations in the Dlhá dolina Valley. *Unpubl. thesis, Geofond Bratislava, 1 - 146.*

Malachovský, P., Tréger, M. & Potančok, V. 1987: Th-U-anomalies: the indicators of rare-element mineralization of the Rakovec Group, Spiš-Gemer Ore Mts. *In: Mineralogy of uranium and uranium-connected raw materials. Spec. Vol. of abstracts. Spišská Nová Ves - Čingov, 149 - 153.*

Pouchou, J. L. & Pichoir, F. 1985: PAP procedure for improved quantitative microanalysis. *Microbeam Analysis, 20, 104 - 105.*

Romer, R. L. & Wright, J. E. 1992: U-Pb dating of columbites: A geochronologic tool to date magmatism and ore deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 2137 - 2142.*

Staněk, J. & Dávidová, Š. 1981: Minerals from the Western Carpathian pegmatites. In: J. H. Bernard (Ed.): Mineralogy of Czechoslovakia. *Academia Praha, 174 - 176.*

Uher, P. 1991: Be-Nb-Ta pegmatites - a new type of rare-element mineralization in the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 42, 331 - 339.*

Uher, P. 1992: Rare-element Be-Nb-Ta-mineralization in granitic pegmatites of the Western Carpathians. Unpubl. *PhD. thesis, Bratislava, 1 - 180.*

Uher, P. & Broska, I. 1989: Muscovite pegmatite with content of rare-element minerals near Moravany nad Váhom (Považský Inovec Mts., Western Carpathians). *Mineralia slov., 21, 163 - 173.*

Uher, P. & Broska, I. 1992: Ti-Nb-Ta-minerals in the Tribeč leucogranite. *Mineralia slov., 24, 271 - 277.*

Uher, P., Broska, I. & Čaňo, F. 1989: New findings of Nb-Ta-Ti-minerals from the Western Carpathian Tatric crystalline complex. *In: B. Cambel, I. Broska and K. Vrana (Eds.): Geochemistry of geological processes and life environment. GÚDŠ Bratislava, 83 - 89.*

Valach, J. 1954: Granite pegmatites of the Malé Karpaty Mts. *Geol. Sbor. SAV, 5, 26 - 58.*

Varček, C. 1965: Contribution to the petrography of magmatic rocks of the Rožňava area. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 3, 7 - 42.*

Voloshin, A. V. & Pakhomovsky, J. A. 1988: Mineralogy of tantalum and niobium in the rare-element pegmatites. *Leningrad, Nauka, 1 - 242.*

Wise, M. A. 1987: Geochemistry and crystal chemistry of Nb, Ta and Sn minerals from the Yellowknife pegmatite field. *N. W. T. Ph. D. thesis, Univ. of Manitoba, 1 - 368.*

Wise, M. A. & Černý, P. 1990: Primary compositional range and alteration trends of microlite from the Yellowknife pegmatite field, Northwest Territories, Canada. *Miner. Petrol., 43, 83 - 98.*

# Nb-Ta minerály v granitových pegmatitoch Malých Karpát, Považského Inovca a Žiaru

V hercýnskych granitových pegmatitoch bratislavského masívu Malých Karpát (lokalita Bratislava-Kramerov lom a Bratislava-Pri Habánskom mlyne), bojnianskeho masívu Považského Inovca (Moravany nad Váhom) a masívu Žiaru (Ráztočno-Nad Uhliskom) sa identifikovali a charakterizovali akcesorické Nb-Ta minerály. Celkovo sa identifikovali tieto minerály: ferokolumbit, ferotantalit, manganokolumbit, manganotantalit, ferotapiolit, fersmit, pyrochlór, mikrolit a uranomikrolit, z nich manganotantalit, ferotapiolit, fersmit, pyrochlór a uranomikrolit sa z územia Slovenska bezpečne identifikovali po prvý raz.

Najbežnejšie Nb-Ta minerály sú členmi skupiny kolumbitu - tantalitu a sú opísané zo všetkých študovaných lokalít. Podľa chemického zloženia, vnútornej stavby a minerálnej paragenézy možno rozlíšiť štyri genetické typy minerálov skupiny kolumbitu - tantalitu, ktoré dokumentujú evolúciu pegmatitového procesu od staršej pegmatitovej etapy s. s. (ferokolumbity) po záverečné albitové štádium (ferotantality, manganokolumbity až manganotantality). Spolu s tantalitom sa generoval aj ferotapiolit (Moravany nad Váhom). Na základe evolučných trendov a pomeru Mn/Mn+Fe) kolumbitu - tantalitu a ferotapiolitu možno predpokladať prostredie relatívne chudobné na F a obohatené vodou.

Mladšiu generáciu Nb-Ta minerálov tvorí fersmit a minerály skupiny pyrochlóru (pyrochlór, mikrolit a uranomikrolit) zistené v Moravanoch nad Váhom a čiastočne v Ráztočnom. Tieto fázy, často obohatené o F, $H_2O$, príp. U, zatláčajú po okrajoch a trhlinách starší kolumbit - tantalit a ferotapiolit, pričom už indikujú prechod z vlastného pegmatitového štádia po ranohydrotermálne. V niektorých prípadoch sa ešte uplatnila neskoršia hydrotermálna alterácia minerálov skupiny pyrochlóru.

Prítomnosť, textúrne vzťahy a chemické zloženie opísaných minerálov Nb-Ta v granitových pegmatitoch troch regiónov Západných Karpát dokumentujú ich lokálne vyšší stupeň frakcionácie a dovoľujú ich zaradiť medzi prechodné muskovitovo-vzácnoprvkové až vzácnoprvkové pegmatity berylovo-kolumbitového subtypu (v rámci klasifikácie Černého, 1991). Z tohto hľadiska sa ako jednoznačne najfrakcionovanejší javí pegmatit pri Moravanoch nad Váhom s najbohatšou a najvyvinutejšou asociáciou minerálov Nb-Ta. Menej vyvinuté sú študované pegmatity bratislavského a žiarskeho masívu.

*Mineralia slovaca, 26 (1994), 165 - 170*

# Výrastlice draselného živca z granitu Žiaru - variácie ich štruktúrneho stavu a chemického zloženia

EDVÍN PIVEC[1], MILOŠ LANG[1], PAVEL UHER[2] a OTO MIKO[3]

[1]Geologický ústav AV ČR, Rozvojová 135, 185 00 Praha 6
[2]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava
[3]Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

*(Doručené 25.11.1993, revidovaná verzia doručená 28.1.1994)*

**K-feldspar phenocrysts from the Žiar Mts. granite (Slovakia) - the structural state and composition variations**

K-feldspar phenocrysts occur in Variscan two-mica granites-granodiorites from the Žiar Mts. (Middle Slovakia). The biotite and plagioclase on the growth crystal planes of phenocrysts and textural relationships support their late to post-magmatic origin. K-feldspar rank among orthoclase to intermediate microcline with increasing of the disorder from core to rim of phenocrysts. The Ba, Sr, Tl, Pb and Ga contents in K-feldspars indicate the intermediate to slightly higher level of the magma fractionation. During the first subsolidus crystallization stage of the phenocrysts the simultaneous origin of K-feldspar and plagioclase 1 ($An_{06-19}$) took place at temperature about 430 - 450 °C and up to 4 kbar pressure. The exsolution breakdown into nearly pure K- and Na-phase (plagioclase 2, $An_{00-01}$) followed during the second stage. Finally, in the third stage at ca. 380 °C and up to 2 kbar the intensive albitization (plagioclase 3, $An_{03}$) acted together with the origin of phengite- and paragonite-rich muscovite.

**Key words:** K-feldspar, plagioclase, granite, Žiar Mts., Western Carpathians, Slovakia

## Úvod

Nález 2 - 6 cm veľkých individualizovaných, idiomorfných kryštálov K živca v alúviách potokov v sz. časti kryštalického masívu Žiar, najmä v oblasti doliny Veľká Jasenica na JZ od Budiša (obr. 1, 2), nás stimulovali do ich podrobnejšieho výskumu. Výrastlice (fenokrysty) K živca pochádzajú zo základného typu porfyrického granitu - granodioritu žiarskeho masívu. Táto práca je pokusom pomocou štúdia niekoľkých výrastlíc K živca rekonštruovať jeho vývoj, ktorý indikuje PTX podmienky vzniku samej horniny, ako aj variského plutonizmu v tejto oblasti.

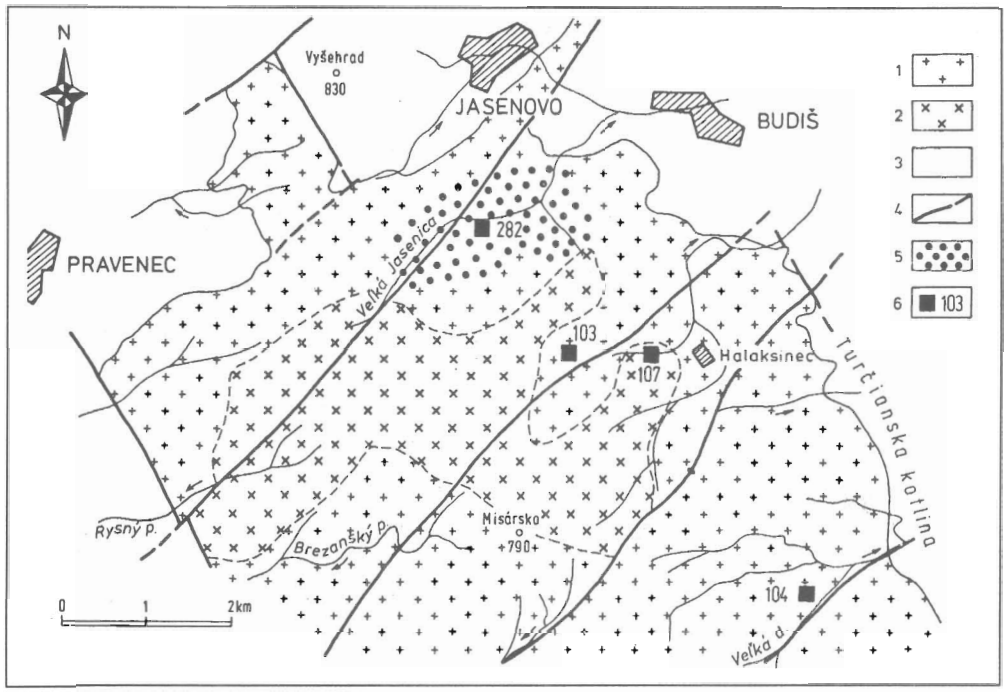
## Geologicko-petrografická charakteristika

Variský granitoidný masív Žiar buduje zväčša strednozrnný muskoviticko-biotitický (leuko)granit až granodiorit, pre ktoré je typická prítomnosť bieleho K živca v porfyrickom vývoji (žiarsky typ, Klinec, 1958). Okrem nich je tu aj leukokratný rovnomerne zrnitý granit so sivým K živcom, muskovitické aplitoidné a pegmatoidné variety leukogranitu, ako aj pravé pegmatitové a aplitové žily živcovo-kremeňovo-muskovitového-(biotitového) zloženia. Horniny metamorfnej aureoly granitoidného masívu sa vyskytujú len v južnej, tektonicky poklesnutej kryhe kryštalinika Žiaru medzi Skleným a Ráztočnom. Reprezentujú ich spodnopaleozoické (?) metapelity - metapsamity, lokálne metabáziká amfibolitovej fácie periplutonickej metamorfózy.

Na základe geochemických charakteristík a asociácie indexových akcesorických minerálov možno všetky variety zrejme komagmatických žiarskych granitoidných hornín označiť ako peraluminózne magmatity strednodraselnej vápenato-alkalickej granitovo-granodioritovej série S>I-typu patriace medzi hlavnú masu spodnokarbónskych synorogénnych intrúzií monazitovej skupiny (Miko a Határ, 1976; Miko et al., 1985; Kohút, nepubl. údaje; Broska a Uher, 1991, 1992).

Porfyrický granit - granodiorit možno petrograficky charakterizovať ako stredne, lokálne hrubozrnné hypidiomorfne zrnité horniny s fenokrystmi K živca. Xenomorfný kremeň undulózne zháša. Hypidiomorfný plagioklas ($An_{07-19}$) je zväčša silne sericitizovaný, najmä v jadrách kryštálov, niekedy s lemom mladšieho čerstvého albitu. Hypidiomorfné lišty biotitu sú často chloritizované, zriedka s ihličkami sagenitu. Hypidiomorfný muskovit patrí medzi najmladšie minerály, nezriedka zatláča biotit. Aj sám K živec vo svojich veľkých fenokrystoch uzatvára starší plagioklas, biotit a kremeň, zvyčajne v podobe zonálne usporiadaných inklúzií (obr. 3, 4). Zo sekundárnych minerálov sú najčastejšie prítomné minerály epidotovo-zoisitovej skupiny vo výplni trhliniek. Priemerné modálne zloženie porfyrického granitoidu Žiaru je nasledujúce (v obj. %): kremeň 30,8; plagioklas 34,5; K živec 24,4; biotit 4,9; muskovit 4,2; akcesórie 1,2 (priemer 8 výbrusov, celková analyzovaná plocha 45 $cm^2$).

Základnú asociáciu akcesorických minerálov tvorí apatit, monazit, ilmenit a zirkón, v malom množstve je zastúpený




Obr. 1. Geologická skica severnej časti kryštalinika Žiaru s vyznačenými výskytmi fenokrystov K živca. 1 - porfyrický granit - granodiorit (žiarsky typ), 2 - leukokratný pegmatiticko-aplitický granit, 3 - mezozoikum, terciér a kvartér, 4 - zlomy, 5 - oblasť výskytu fenokrystov K živca, 6 - lokalizácia chemických analýz (tab. 1).
Fig. 1. The geological map of the northern part of Žiar Mts. crystalline complex with K-feldspar phenocrysts occurrences (dotted area). 1 - porphyric granites-granodiorites (the Žiar-type), 2 - leucocratic pegmatite-aplite granites, 3 - Mesozoic, Tertiary and Quaternary sequences, 4 - faults, 5 - area of K-feldspar phenocrysts occurrences, 6 - locations of the host granitic rocks analyses (see Table 1).

xenotím, allanit, rutil, anatas, turmalín a goethit, zo sulfidov pyrit, chalkopyrit a galenit (Miko a Határ, 1976).

Chemické zloženie granitoidov žiarskeho typu dokumentuje tab. 1.

## Metodika výskumu výrastlíc K živca

Na optické a štruktúrne štúdium fenokrystov K živca sa z väčšieho počtu vyvetraných výrastlíc vybrali dva typické, morfologicky odlišné exempláre z doliny Veľká Jasenica na J od Jasenova, ktorých vlastnosti sa počas štúdia ukázali ako temer totožné. Optické konštanty $\alpha$/(001), $\alpha$/(010) a 2V$\alpha$ živcových výrastlíc sa merali pomocou päťosového univerzálneho stolíka na orientovaných výbrusoch. Na rtg výskum sa použila metóda práškovej difrakcie s vnútorným štandardom v Guinierovej komore s indexovaním reflexov podľa Borga a Smitha (1969), štruktúrny stav študovaných fáz sa zhodnotil tzv. trojvrcholovou metódou (Wright, 1968). Chemické zloženie živca a muskovitu sa z uvedených dvoch výrastlíc získalo elektrónovou mikroanalýzou na prístroji JEOL X-50A v kombinácii s EDAXom 711 a s použitím vnútorných štandardov s presnosťou ± 2 % pri hlavných prvkoch. Kvantitatívne spektrálne analýzy (OES) vedľajších a stopových prvkov sa merali na prístroji PGS-2 firmy Zeiss z ďalších štyroch vyvetraných výrastlíc K živca z tej istej lokality.

## Výsledky štúdia výrastlíc K živca

### *Habitus kryštálov*

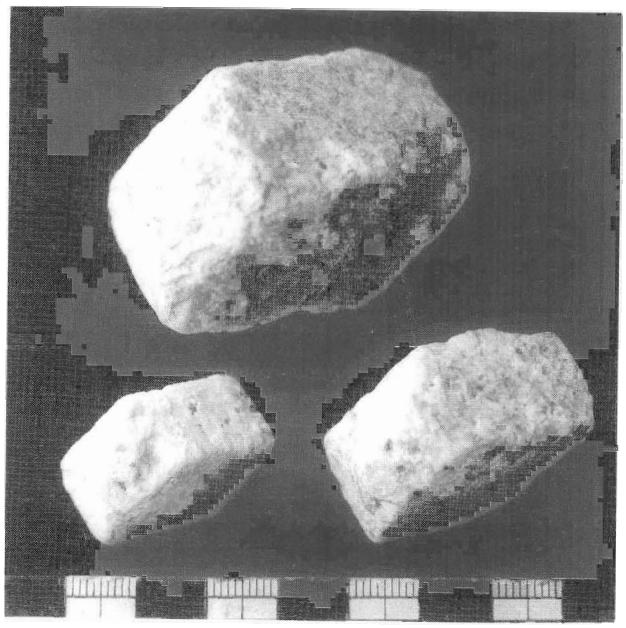
Idiomorfne obmedzené kryštály výrastlíc K-živca (obr. 2) možno rozdeliť na dva typy: 1. predĺžený podľa vertikály s dominantnými tvarmi {010}, {110}, {001}, {20$\bar{1}$} a bežným karlovarským dvojčatením a 2. predĺžený podľa osi a, prizmatický, s prevládajúcimi tvarmi {001}, {010}, {110} a {201}. Druhý typ býva hojnejší.

### *Mikroskopická charakteristika*

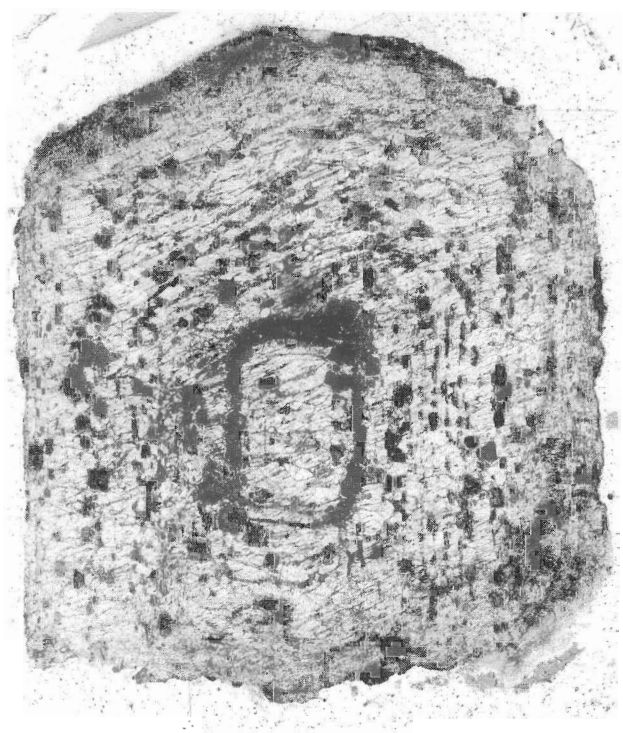
Fenokrysty K živca sa opticky javia ako ortoklas - perthit s vláskovite odmiešaným albitom, niekedy pretínané mladšími žilkami albitu (obr. 4), ktoré lokálne zatláčajú výrastlice až vo vyše 50 % ich objemu. Albitizáciu sprevádza prínos kremeňa, chloritizácia biotitu a vznik veľkolupeňovitého muskovitu (do 1 mm).

### *Štruktúrny stav*

Podľa merania uhla optických osí na univerzálnom stolíku hodnoty 2V$\alpha$ klesajú z 80° na 50° v smere od stredu po okraj kryštálu (obr. 5a), čo indikuje pokles ich štruktúrnej usporiadanosti (triklinity) a stúpajúci podiel monoklinickej ortoklasovej zložky.



Obr. 2. Morfológia fenokrystov K živca predĺžených podľa osi *a*. Dolina Veľká Jasenica, Žiar.
Fig. 2. Morphology of the K-feldspar phenocrysts according to a-axis. Loc. Veľká Jasenica Valley, Žiar Mts.



Obr. 3. Zonálna stavba fenokrystov K živca zvýraznená inklúziami plagioklasu 1 a biotitu na prírastkových plochách. Tmavý lem okolo jadra tvorí silne alterovaný plagioklas. Prechádzajúce svetlo (II N). Šírka kryštálu 22 mm. Lok. ako obr. 2.
Fig. 3. The zonal internal structure of K-feldspar phenocryst with plagioclase 1 and biotite inclusions on the growth crystal planes. Dark rim around core forms strongly altered plagioclase. Transmitted light, II N. The width of crystal: 22 mm. Loc. as Fig. 2.

Stupeň štruktúrnej usporiadanosti meraný v rámci toho istého kryštálu opäť poukazuje na jej pokles, pričom uhol zhášania $\alpha'/(010)$ klesá z viac ako 15° v centrálnej časti na menej ako 10° v okrajových partiách výrastlice (obr. 5b).

### *Rtg výskum*

Rtg výskum potvrdil v obidvoch morfologických typoch fenokrystov štruktúrny stav K fázy varírujúci od monoklinického usporiadania po prechodné triklinické usporiadanie s anomálnymi štruktúrnymi parametrami - (sensu Wright, 1968). Navyše výrastlica predĺžená podľa vertikály (typ 1) vykazuje v rtg zázname prevahu prechodného albitu nad prechodným mikroklínom ($\Delta$ = 0,35). Prechodný albit sa zhodnotil z rtg dát reflexu $2\Theta$ (060) a $2\Theta$ (204) podľa grafu Wrighta (1968). Anomálne štruktúrne parametre spôsobuje vysoký obsah odmiešaného albitového komponentu v partiách zodpovedajúcich kryptoperthitom.

### *Chemické zloženie*

K fázy výrastlíc poukazujú na ich nízke variácie: $Or_{90-97}Ab_{03-10}An_{00}$. Zloženie odmiešanej Na fázy (plagioklas 2) prakticky zodpovedá čistému albitu ($An_{00-01}$) s vysokým obsahom Or zložky (> 25 mol. %), čo však môže spôsobovať aj kontaminácia elektrónového lúča okolitou K fázou (tab. 2). Zvýšený obsah An zložky je v starších drobných lištovitých plagioklasoch uzavretých na rastových plochách výrastlíc - plagioklas 1 ($An_{06}$ podľa mikrosondy, tab. 2, až $An_{19}$ podľa optického merania metódou konjugovaného uhla; Fediuk, 1972). Textúrne najmladší plagioklas 3, ktorý v podobe žiliek zatláča všetky staršie fázy, chemicky zodpovedá albitu s $An_{03}$.

Zloženie muskovitu Ms 1 (tab. 2) na základe obsahu Ti, Fe a Mg indikuje jeho neskoromagmatickú až postmagmatickú genézu (Monier et al., 1984). Aj podľa mikroskopických pozorovaní je vznik tohto muskovitu so zvýšeným obsahom paragonitovej (6 %), ako aj fengitovej molekuly (13,6 %) spätý s albitizáciou (plagioklas 3).

Zloženie svetlej sľudy zo sericitizovanej partie plagioklasu (Ms 2) už možno označiť ako muskovit s vysokým obsahom fengitovej zložky (36 %) a temer bez paragonitového komponentu (0,3 %; tab. 2). Nízku sumu bodových mikrosondových analýz obidvoch muskovitov spôsobuje najmä neanalyzovaný obsah vody a fluóru.

Spektrálna analýza fenokrystov K živca (tab. 3) poukazuje na stredný stupeň diferenciácie granitoidnej magmy počas kryštalizácie. Obsah Ba a Sr je nižší a obsah Tl, Pb a Ga vyšší ako v priemernej granitoidnej hornine (Ljachovič, 1972), avšak napr. v porovnaní s K živcom analogického leukokratného dvojsľudového granitu - granodioritu bratislavského masívu Malých Karpát dosahuje slabšie diferenciačné parametre (obsahuje viac Ba a Sr, cf. Vilinovičová et al., 1986).

## Diskusia a záver

Výrastlice K živca z dvojsľudového granitu až granodioritu Žiaru (tzv. žiarskeho typu) sú typickým produktom

TAB. 1
*Chemické zloženie porfyrického dvojsľudového granitu zo Žiaru (hmot. %)*
*Chemical compositions of porphyric two-mica granites from NW part of the Žiar Mts. (in wt. %)*

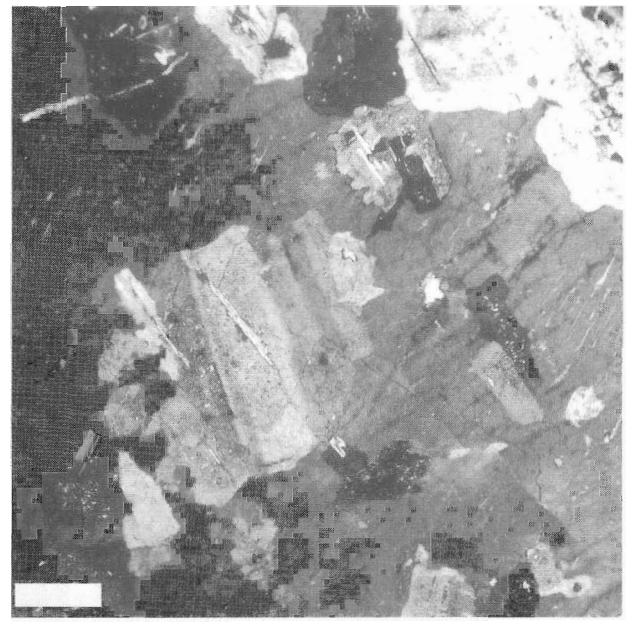
| | 107 | 282 | 104 | 103 |
|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 73,13 | 74,04 | 74,19 | 74,33 |
| $TiO_2$ | 0,13 | 0,14 | 0,19 | 0,11 |
| $Al_2O_3$ | 14,66 | 14,14 | 14,24 | 14,28 |
| $Fe_2O_3$ | 0,68 | 1,46 | 0,51 | 0,41 |
| FeO | 0,72 | 0,75 | 1,04 | 0,72 |
| MnO | 0,03 | 0,05 | 0,02 | 0,03 |
| MgO | 0,31 | 0,51 | 0,39 | 0,34 |
| CaO | 0,88 | 1,20 | 1,66 | 0,63 |
| $Na_2O$ | 3,80 | 3,87 | 4,10 | 4,24 |
| $K_2O$ | 4,18 | 3,31 | 2,47 | 3,53 |
| $P_2O_5$ | 0,08 | 0,13 | 0,08 | 0,10 |
| $H_2O^+$ | 0,98 | 0,30 | 0,65 | 0,84 |
| $H_2O^-$ | 0,24 | 0,03 | 0,19 | 0,20 |
| Suma | 99,82 | 99,93 | 99,73 | 99,76 |

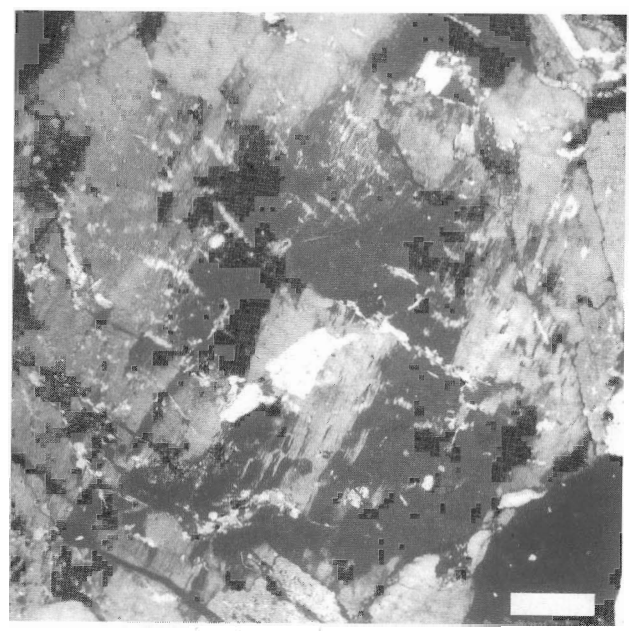
107 - údolie 300 m na Z od Haľaksinca; 282 - dolina Veľká Jasenica, kóta 514 (sútok potokov); 104 - Veľká dolina, 1500 m na VSV od kóty 831 Nemcovo; 103 - zárez cesty, 1200 m na SV od kóty 727 Opálený vrch. Locations: see Fig. 1.

TAB. 2
*Reprezentatívne chemické analýzy K živca a jeho uzavrenín z porfyrického granitu Žiaru, lok. dolina Veľká Jasenica (hmot. %)*
*Representative chemical compositions of K feldspar (Ort), plagioclases 1 - 3 (Plg 1 - 3) and muscovites (Ms) from the Veľká Jasenica Valley, Žiar Mts. (in wt. %)*

| | Plg 1 | Ort | Ort | Plg 2 | Plg 3 | Ms 1 | Ms 2 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 66,17 | 66,04 | 63,81 | 67,00 | 66,70 | 45,21 | 48,58 |
| $TiO_2$ | n.a. | n. a. | n.a. | n.a. | n.a. | 0,02 | 0,08 |
| $Al_2O_3$ | 20,40 | 19,23 | 18,74 | 19,85 | 20,28 | 34,17 | 27,94 |
| FeO | n. a. | n. a. | n. a. | n. a. | n. a. | 1,48 | 4,93 |
| MnO | n. a. | n. a. | n. a. | n. a. | n. a. | 0,08 | 0,09 |
| MgO | n. a. | n. a. | n. a. | n. a. | n. a. | 0,58 | 1,96 |
| CaO | 1,20 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,76 | n. a. | n. a. |
| $Na_2O$ | 10,72 | 1,11 | 0,32 | 8,15 | 11,55 | 0,50 | 0,03 |
| $K_2O$ | 0,16 | 14,88 | 15,85 | 4,33 | 0,08 | 10,04 | 9,69 |
| Suma | 98,65 | 99,26 | 98,72 | 99,39 | 99,37 | 92,08 | 93,30 |
| Or | 0,92 | 89,82 | 97,03 | 25,83 | 0,44 | Ms 80,31 | 63,25 |
| Ab | 93,91 | 10,18 | 2,98 | 73,88 | 96,07 | Pg 6,08 | 0,30 |
| An | 5,77 | 0,00 | 0,00 | 0,29 | 3,49 | Ph 13,61 | 36,45 |

Ort - K fáza fenokrystov, Plg 1 - 3 plagioklas (albit) rôznych generácií (pozri text), Ms - muskovit. Koncové členy: Or - ortoklas, Ab - albit, An - anortit, Ms - muskovit s. s., Pg - paragonit, Ph - fengit.
Ort - orthoclase, Ab - albite, An - anorthite, Ms - muscovite s. s., Pg - paragonite, Ph - phengite.





Obr. 4a, b. Fenokrysty K živca s inklúziami plagioklasu, kremeňa a biotitu (X N), mierka 0.5 mm. Lok. ako obr. 2.
Fig. 4a, b. The K-feldspar phenocrysts with plagioclase, quartz and biotite inclusions (X N), scale bar 0.5 mm. Loc. as Fig. 2.

magmatickej kryštalizácie. Svedčia o tom inklúzie plagioklasu 1 a biotitu orientované paralelne s rastovými plochami K živca. Vyššia štruktúrna usporiadanosť centrálnych častí fenokrystov v porovnaní s ich okrajovými partiami svedčí o relatívne výraznej zmene PTX podmienok kryštalizácie počas subsolidovej etapy tuhnutia granitu, pravdepodobne v súvislosti s výstupom čiastočne vykryštalizovaného magmatického telesa k povrchu.

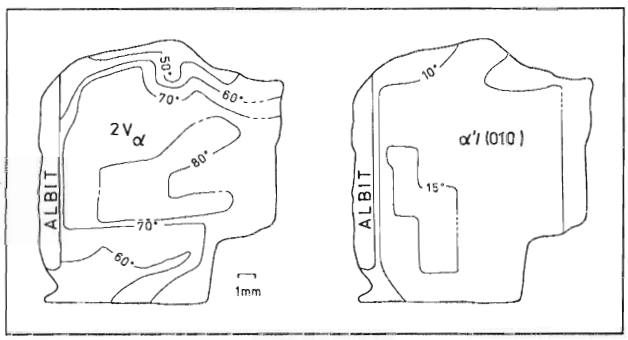
Študované výrastlice sa ukázali ako vhodné na termometrický výpočet na základe rovnováhy páru K živec - plagioklas, najmä preto, lebo v študovanej hornine nastala niekoľkonásobná striedavá kryštalizácia K živca a plagioklasu (obr. 3). Na výpočty sa použili ako limitné údaje páry: najmenej odmiešaný K živec (analýza s najvyšším obsahom Ab zložky) - plagioklas a naopak najviac odmiešaný K živec - odmiešaná Na fáza. Rozdiel bazicity jednotlivých uzavrenín plagioklasu 1 v $An_{06}$-$An_{19}$ nie je príliš veľký, ale tendencia poklesu An zložky v uzatváranom plagioklase od centra k okraju je zrejmá.

V prvej etape kryštalizácie fenokrystov K živca došlo

TAB. 3
*Obsah stopových prvkov vo fenokrystoch K živca z porfyrického granitu Žiaru (v ppm)*
*Contents of some trace elements in K feldspar phenocrysts from the, Žiar Mts. (in ppm)*

| # | Ba | Sr | Ti | Mn | Tl | Pb | Ga | Y | Sc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 4200 | 295 | 182 | 42 | 11,5 | 78 | 35 | 5,1 | 3 |
| 2 | 4400 | 437 | 151 | 38 | 11,5 | 100 | 32 | 3,0 | 3 |
| 3 | 4100 | 372 | 151 | 42 | 14,1 | 117 | 38 | 3,0 | 3 |
| 4 | 4200 | 380 | 195 | 42 | 12,3 | 107 | 35 | 3,6 | 3 |
| x | 4225 | 371 | 170 | 41 | 12,4 | 101 | 35 | 3,7 | 3 |
| L | 5093 | 607 | | | 4,4 | 46 | 28 | | |
| V | 3698 | 292 | | | | | | | |

L - stredné hodnoty intruzívnych granitov (Ljachovič, 1972), V - priemerné hodnoty (n = 15) granitoidov bratislavského masívu Malých Karpát (Vilinovičová et al., 1986)
L - mean content for intrusive granites (Ljachovič, 1972), V - mean content (n = 15) for the Bratislava granite massif (Vilinovičová et al., 1986)




Obr. 5. Variácie uhla optických osí (2Vα) a uhla zhášania α'/(010) v reze výrastlicou K živca rovnobežnou s (001), n = 42 meraní. Lok. ako obr. 2.
Fig. 5. The 2Vα and α'/(010) angles variations of K-feldspar phenocryst on the plane paralell to (001), n = 42 measurements. Loc. as Fig. 2.

k jeho rastu a postupnému uzatváraniu súčasne kryštalizujúceho plagioklasu 1 a biotitu na jeho rastových plochách. Priebeh krivky ekvilibrácie dvojice K živec - plagioklas 1 na základe chemického zloženia obidvoch fáz indikuje, že pri tlaku do 4 kbar bola teplota tejto ekvilibrácie cca 430 - 450 °C (sensu Fuhrman a Lindsley, 1988), čo je tiež v súlade s experimentmi McConnella a McKiea (1960), ako aj Steigera a Harta (1967). Zistená bazicita koexistujúceho plagioklasu 1 postupne klesala od $An_{19}$ až po $An_{06}$, keď nastala náhla kryštalizácia a mierny rast teploty na cca 450 °C.

V druhej fáze evolúcie výrastlíc v priebehu solidifikácie sa uplatnilo viac-menej dokonalé odmiešanie Na fázy (plagioklas 2, albit s $An_{00-01}$) a vznikol perthit, pričom K fáza obsahuje len cca 3 % neodmiešanej Ab zložky (tab. 2).

Tretia etapa evolúcie fenokrystov K živca sa často spája s jeho intenzívnou albitizáciou (plagioklas 3, albit s $An_{03}$) a s tvorbou neskorého muskovitu so zvýšeným obsahom fengitovej, príp. aj paragonitovej molekuly, ktorého zloženie poukazuje na subsolidovú teplotu vzniku pri cca 380 °C a tlaku pod 2 kbar (Monier et al., 1984).

Chemické zloženie niektorých vedľajších a stopových prvkov prítomných vo fenokrystoch K živca indikuje priemerný až mierne zvýšený stupeň geochemickej diferenciácie granitovej magmy žiarskeho typu, vyšší ako uvádza napr. Ljachovič (1972), ale nižší ako v prípade granitoidov bratislavského masívu.

*Poďakovanie.* Prácu subvencoval grant AV ČR č. 1314 a GA SAV č. 118. Ďakujeme doc. Š. Dávidovej, CSc., za kritické a podnetné pripomienky, ktoré zlepšili úroveň rukopisu.

## Literatúra

Borg, I. Y. & Smith, D. K. 1969: Calculated powder patterns. Part II. Six potassium feldspars and baryum feldspar. *Amer. Mineralogist, 54, 163 - 181.*

Broska, I. & Uher, P. 1991: Regional typology of zircon and its relationship to allanite/monazite antagonism. *Geol. Carpath., 43, 271 - 277.*

Broska, I. & Uher, P. 1992: Accessory minerals in the Variscan orogenic granitoids of the Western Carpathians. *ALCAPA Conference Graz. Terra Abstr., 4 - 2, 9.*

Fediuk, F. 1972: Determination of the anorthite content and the ordering degree of plagioclases by zone method. *Acta Univ. Carol., Geol. (Praha), 4, 277 - 286.*

Fuhrman, M. L. & Linsdley, D. H. 1988: Ternary feldspar modeling and thermometry. *Amer. Mineralogist, 73, 201 - 215.*

Klinec, A. 1958: Geologické poznámky o kryštaliniku Žiaru. *Geol. Práce, Zpr., 12, 86 - 92.*

Ljachovič, V. V. 1972: Redkije elementy v porodoobrazujuščich mineralach granitoidov. *Nedra, Moskva, 1 - 200.*

McConnell, J. D. C. & McKie, D. 1960: The kinetics of the ordering process in triclinic $NaAlSi_3O_8$. *Mineral. Mag. (London), 32, 436 - 454.*

Miko, O. & Határ, J. 1976: Kryštalinikum Žiaru: nové poznatky o stavbe, akcesorické minerály. *Mineralia slov., 8, 335 - 354.*

Miko, O., Pulec, M. & Határ, J. 1985: Vzťah akcesórií k horninovým komplexom kryštalinika Žiaru. *In: Akcesorické minerály, ich petrogenetický a metalogenetický význam. GÚDŠ Bratislava, 51 - 55.*

Monier, G., Mergoil-Daniel, J. & Labernadiere, H. 1984: Generations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranite du massif de Mille Vaches. *Bull. Minéral., 107, 55 - 68.*

Steiger, R. A. & Hart, S. R. 1967: The microcline-orthoclase transition within a contact aureole. *Amer. Mineralogist, 52, 87 - 116.*

Vilinovičová, E., Martiny, E., Toman, B., Medveď, J. & Vilinovič, V. 1986: Structural state and chemical composition of K-feldspars from granitoid rocks of Malé Karpaty Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 203 - 224.*

Wright, T. L. 1968: X-ray and optical study of alkali feldspars. An X-ray method for determining the composition and structural state from measurements of 2θ values for three reflections. *Amer. Mineralogist, 53, 88 - 104.*

# K-feldspar phenocrysts from the Žiar Mts. granite (Slovakia) - the structural state and composition variations

The 2 - 6 cm large K-feldspar phenocrysts occur in alluvial and eluvial deposits of Variscan granitoids from NW part of the Žiar Mountains (near Budiš village, Middle Slovakia) - Fig. 1. The host rocks are porphyric leucocratic peraluminous two-mica granites to granodiorites with average composition (n = 8): quartz 30.8, plagioclase 34.5, K-feldspar 24.4, biotite 4.9, muscovite 4.2 and accessory minerals 1.2 vol. %. They have a middle-potassium calc-alkaline S>I-affinity and rank among monazite-group of Variscan Early Carboniferous orogenic granitoid intrusions (Miko and Határ, 1976; Miko et al., 1985; Broska and Uher, 1991) - Table 1.

The K-feldspar phenocrysts exhibit two habit forms elongated according to *c* resp. *a* axis (Fig. 2). They have a regular concentric zoning of crystals with many inclusions of plagioclase and biotite on the growth crystal planes (Fig. 3), perthitic and late irregular albite intergrowths occur also (Figs. 3 and 4). The $2V\alpha$ optic axial angle decrease from 80° at core to 50° at rim, and the $\alpha'/(010)$ extinction angle at the same way from 15° to 10° (Fig. 5), which both indicate the decreasing of triclinity degree. The XRD patterns also documented structural state of K-feldspar phenocrysts from monoclinic up to intermediate triclinic structural arrangement with anomalous parameters due to the significant albite admixture.

The trace elements (OES method) in K-feldspars (Ba, Sr, Ti, Mn, Tl, Pb, Ga, Y and Sc) vary between middle and slighly higher level of magma fractionation in comparison to the Ljachovič (1972) and Vilinovičová et al. (1986) data - Table 3.

On the basis of the microprobe compositions of K-feldspar, plagioclases and muscovite phases (Table 2) as well as above mentioned data the following subsolidus evolution stages of K-feldspar phenocrysts could be assumed: (1) the simultaneous formation of K-feldspar and plagioclase 1 ($An_{06-19}$) at temperature about 430 - 450 °C and pressure up to 4 kbar; (2) the exsolution breakdown (perthitization) of phenocrysts into near pure K- and Na-phase (plagioclase 2, $An_{00-01}$); and (3) late albitization (plagioclase 3, $An_{03}$) together with the origin of phengite- and paragonite-rich muscovite (ca. 380 °C and up to 2 kbar).

*Mineralia slovaca, 26 (1994), 171 - 176*

# Blastomylonity hrončockého granitu

PAVEL PITOŇÁK a JÁN SPIŠIAK

Geologický ústav SAV Banská Bystrica, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

*(Doručené 24.2.1994)*

**Blastomylonites of the Hrončok granite; Western Carpathians**

Petrographic investigations of core samples from Hrončok type granite revealed that this body can not be considered as sensu stricto granitoid. Structures and textures clearly indicate their mylonitic-blastomylonitic origin; their magmatic indicators are practically destroyed. Similar mineral composition of Hrončok type granite shows that majority of rock-forming minerals is not product of magmatic crystallization but product of blastesis/blastomylonitization, and possibly younger low temperature minerogenetic processes.

## Geologická situácia

Granit typu Hrončok sa nachádza v kráľovohoľskej zóne na styku s kraklovskou zónou (sensu Matějka a Andrusov, 1931), resp. v kráľovohoľskom komplexe na styku s hronským komplexom (sensu Klinec, 1966) . Vzťah obidvoch komplexov je tektonický a granit typu Hrončok leží de facto na ich tektonickej hranici.

Podľa U-Th-Pb datovania na zirkóne je vek hrončockého granitu 260 mil. r. a Rb/Sr datovanie biotitu dalo vek cca 214 mil. r. Najnižší vek poskytla K/Ar analýza biotitu, a to cca 90 mil. r. (Cambel et al., 1979; Bagdasarjan et al., 1986). Z toho vychodí, že hrončocký granit je variský. Aj keď vekové vzťahy so sihlianskym tonalitom nemožno považovať za doriešené, otázka jeho alpínskeho či variského veku je zrejme uzavretá.

## Petrografia

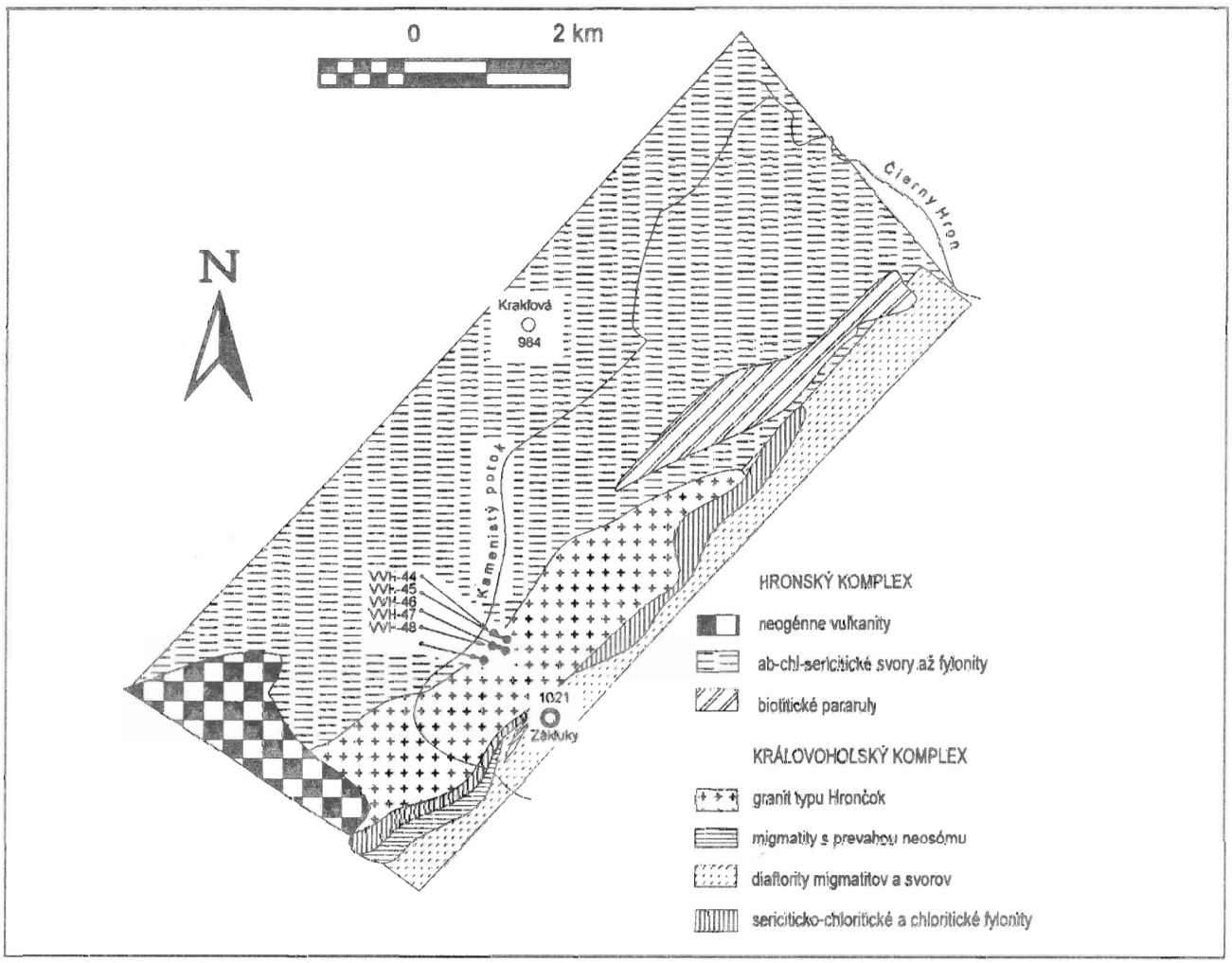
Študovali sme materiál z vrtov VVH-45 - 48 Geologického prieskumu, š. p., ktoré sa realizovali v okolí, ale aj priamo v telese granitu typu Hrončok. Z obr. 1 vidno, že sa všetky vzorky odoberali blízko kontaktu kráľovohoľského a hronského komplexu. Pretože odkrytosť terénu je v tejto oblasti nízka, ako aj pre stupeň premeny vzoriek v povrchových odkryvoch predstavujú vrtné jadrá pomerne kvalitný materiál.

Makroskopicky je granit typu Hrončok veľmi variabilný. Najbežnejším typom je porfyrická, výrazne deformovaná usmernená hornina rozličného odtieňa sivej farby. Veľkosť porfyrických minerálov dosahuje priemerne niekoľko cm. V závislosti od povahy deformovanosti a sekundárnych alterácií má tento typ hornín charakter od kataklazitov cez okaté mylonity až po ultramylonity (bridličnaté mylonity fylitického vzhľadu). Tomu zodpovedá i pozorovaná škála štruktúr a textúr.

Mikroskopický vzhľad analyzovaných vzoriek dokumentujú mikrofotografie na obr. 2 - 7. Draselný živec je v porfyrickom vývoji prevažujúcim minerálom. Ide o mikroklín - pertit, niekedy karlovarsky dvojčatný. Mikroklínové mriežkovanie je zvyčajne zreteľné. Draselný živec uzatvára prakticky všetky staršie minerály, ale najčastejšie plagioklas a kremeň. Štiepne trhliny sú vyhojované mladšími minerálmi, hlavne šachovnicovým albitom, karbonátom a kremeňom. Šachovnicový albit vzniká i na okrajoch zŕn. Premena draselného živca je pomerne slabá. Okrem albitizácie možno pozorovať zakaľovanie (vznik ílových minerálov) a pertitizáciu. Popri porfyrických mineráloch sa vyskytujú aj drobnejšie zrnká mikroklínu v matrixe, ktoré sú menej postihnuté alteráciami, ale ostatné vlastnosti majú blízke porfyrickým. Jeho zastúpenie je približne 35 - 45 obj. %.

Plagioklas je iba zriedka v porfyrickom vývoji a v priemere je vždy menší ako v prípade draselných živcov. Vystupuje vo viacerých generáciách. Plagioklas najstaršej generácie tvoria najinenzívnejšie sericitizované lamelované albity, ktoré sa vyskytujú najmä ako poikilitické uzavreniny v draselnom živci. Plagioklasy bývajú silne tektonicky deformované až drvené. Dve mladšie generácie tvoria pertitické odmiešaniny plagioklasu v draselnom živci a šachovnicové albity vznikajúce v štiepnych trhlinách, resp. na krajoch zŕn draselného živca. Je zrejmé, že druhá generácia je staršia, šachovnicový albit je starší ako hydrotermálne žilky s výplňou kremeň + karbonát + epidot (+ albit 4?). Problematická je štvrtá, najmladšia generácia, ktorú vyčleňujeme. Môže byť spätá buď s najmladšou, hydrotermálnou etapou petrogenézy, alebo časovo zodpovedá vzniku šachovnicového albitu. Tvoria ju celkom nepremenené číre idiomorfné lamelované albity.

V bazicite medzi generáciami plagioklasu sa nepodarilo zistiť nijaké rozdiely. Vo všetkých prípadoch ide o albity s obsahom anortitovej zložky pod 5 %. Zastúpenie albitu v hornine kolíše cca medzi 10 - 25 obj. %. Chemické analýzy albitu uvádza tab. 1.




Obr. 1. Situačná mapa vrtu VVH-45 - 48 v oblasti Hrončoka.
Fig. 1. Situation sketch of the VVH-45 - 48 boreholes in the Hrončok area.

Aj kremeň vznikal aspoň v dvoch etapách: 1) pôvodný, starší kremeň asociuje so sľudou a plagioklasom. Je zvyčajne usmernený, undulózny, v priemere veľký do 0,5 mm, 2) mladšie kremenné žilky prenikajúce cez plagioklas a draselné živce. Tu kremeň asociuje s minerálmi skupiny epidotu a s karbonátom. Jeho zastúpenie kolíše medzi 30 - 40 obj. %.

Biotit je pomerne slabo pleochroický, so zelenkastým nádychom v smere γ. Je čiastočne chloritizovaný za uvoľňovania Ti oxidov. Zvyčajne je usmernený spolu s matrixom v tenkých prúžkoch sledujúcich plochy blastomylonitizácie, výnimočne tvorí kumuláty veľké do 1 mm. Jeho zastúpenie je dosť nízke (do 5 %). V porovnaní s bežnými granitoidmi sa mení (pod 0,5 mm). Biotit sa vyskytuje i v žilkách spolu s kremeňom, karbonátmi a epidotom. Aj to je dôvod, prečo biotit nepovažujeme za primárny. Porovnanie analýz biotitu (tab. 2.) s analýzami biotitu ostatných západokarpatských granitov ukázalo, že má len asi polovičný obsah $TiO_2$ (Petrík, 1980), čo dokumentuje jeho nízkoteplotný vznik.

Svetlá sľuda vznikla ako produkt premeny plagioklasu a spolu s biotitom a kremeňom tvorí usmernený matrix horniny. V nijakom prípade nie je magmatická a vznikla až počas dynamometamorfných a alteračných procesov.

Akcesorické minerály sú slabo zastúpené. Ide o drobné idiomorfné kryštály apatitu, zirkónu a allanitu.

Zo sekundárnych minerálov chlorit vznikol premenou biotitu a pri chloritizácii sa uvoľňovali oxidy Ti vo forme rutilu (sagenit) alebo zemitých leukoxénov. Ide o Fe chlorit. Karbonát, kremeň 2 a minerál skupiny epidotu (spolu s albitom a biotitom) sú hlavnými minerálmi mladšej puklinovej výplne.

Podľa klasifikácie IUGS patria plagioklasy študovaných hornín medzi alkalické živce, a preto je názov hrončockého granitu alkalicko-živcový granit (obr. 8).

## Geochémia

Pri štúdiu geochémie hrončockého granitu sme vychádzali z piatich originálnych analýz zo vzoriek z vrtu VVH-45, VVH-46, VVH-47, VVH-48. Vrty sú situované v telese granitu (obr. 1) a analýzy hornín sú v tab. 3.

Na porovnanie sa v tab. 3 uvádzajú aj štyri analýzy

TAB. 1
*Kryštalochemické vzorce albitov (prepočet na 8 kyslíkov)*
*Crystallochemical formula of albites (recalculation for 8 oxygens)*

| Vzorka | 1 | 2 | 3 |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 68,88 | 69,02 | 69,45 |
| $TiO_2$ | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| $Al_2O_3$ | 19,78 | 20,05 | 19,61 |
| FeO | 0,03 | 0,00 | 0,00 |
| MnO | 0,03 | 0,00 | 0,00 |
| CaO | 0,37 | 0,12 | 0,08 |
| $Na_2O$ | 10,91 | 11,04 | 11,20 |
| $K_2O$ | 0,12 | 0,10 | 0,09 |
| Spolu | 100,12 | 100,33 | 100,43 |
| Si | 3,00 | 2,99 | 3,01 |
| $Al^{IV}$ | 1,00 | 1,01 | 0,99 |
| $Al^{VI}$ | 0,01 | 0,02 | 0,01 |
| Na | 0,92 | 0,93 | 0,94 |
| Ca | 0,01 | 0,01 | 0,00 |
| K | 0,02 | 0,01 | 0,00 |
| or | 0,70 | 0,59 | 0,52 |
| ab | 97,45 | 98,83 | 99,82 |
| an | 1,85 | 0,59 | 0,39 |

TAB. 2
*Kryštalochemické vzorce biotitov (prepočet na 22 kyslíkov)*
*Crystallochemical formula of biotites (recalculation for 22 oxygens)*

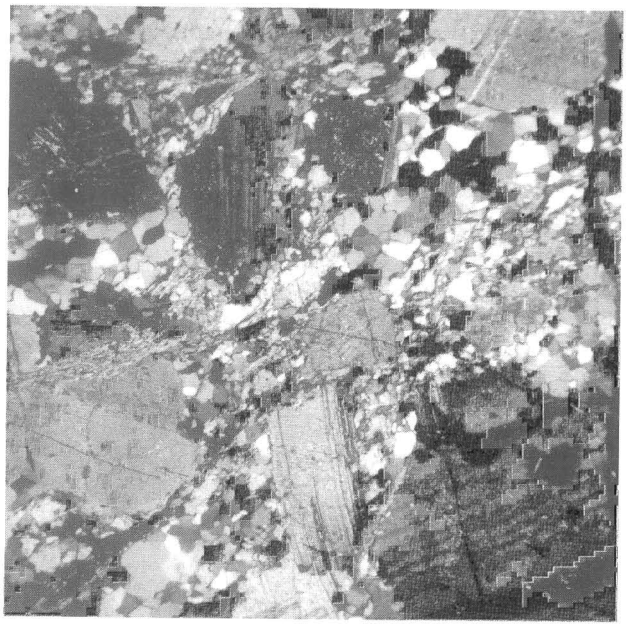
| Vzorka | 1 | 2 | 3 |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 38,23 | 39,27 | 39,27 |
| $TiO_2$ | 1,39 | 1,35 | 1,35 |
| $Al^2O_3$ | 16,83 | 16,62 | 16,65 |
| FeO | 20,72 | 20,77 | 20,46 |
| MnO | 0,38 | 0,34 | 0,28 |
| MgO | 10,08 | 10,50 | 10,72 |
| CaO | 0,01 | 0,00 | 0,03 |
| $Na_2O$ | 0,06 | 0,05 | 0,04 |
| $K_2O$ | 9,63 | 8,51 | 8,35 |
| Spolu | 97,33 | 97,41 | 97,15 |
| Si | 5,71 | 5,81 | 5,81 |
| $Al^{IV}$ | 2,29 | 2,19 | 2,19 |
| $Al^{VI}$ | 0,68 | 0,71 | 0,71 |
| Ti | 0,16 | 0,15 | 0,15 |
| Fe | 2,59 | 2,57 | 2,53 |
| Mn | 0,05 | 0,04 | 0,04 |
| Mg | 2,25 | 2,31 | 2,36 |
| Na | 1,84 | 1,61 | 1,58 |
| K | 0,02 | 0,01 | 0,01 |
| Fe/Fe+Mg | 0,54 | 0,53 | 0,52 |

TAB. 3
*Chemické zloženie študovaných hornín*
*Chemical composition of studied rocks*

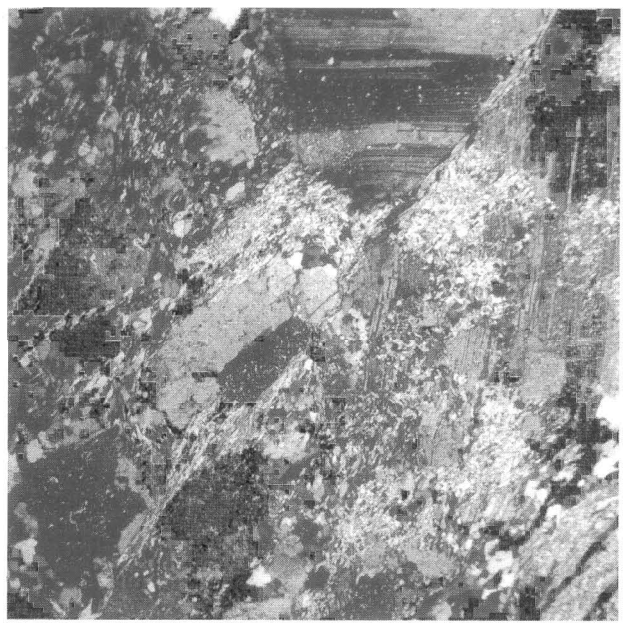
| Vzorka/metráž | 45/40 | 46/40,6 | 46/82,1 | 47/68,4 | 48/65,1 | ZK-26 | ZK-28 | ZK-29 | ZK-66 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Lokalizácia | pozri obr. 1 | | | | | Hrončok | Sihla | Dobroč | Ipeľ |
| Analytik | | | GP | | | | Walzel, 1982 | | |
| $SiO_2$ | 69,63 | 68,29 | 61,77 | 71,05 | 69,94 | 71,98 | 64,53 | 71,16 | 72,52 |
| $TiO_2$ | 0,41 | 0,36 | 0,49 | 0,33 | 0,36 | 0,37 | 0,75 | 0,35 | 0,35 |
| $Al_2O_3$ | 14,94 | 14,96 | 17,43 | 14,25 | 14,06 | 12,84 | 14,87 | 13,53 | 13,35 |
| $Fe_2O_3$ | 1,20 | 0,91 | 0,93 | 0,98 | 0,85 | 1,81 | 4,06 | 2,78 | 1,73 |
| FeO | 2,02 | 2,01 | 2,33 | 1,52 | 1,94 | 1,90 | 1,92 | 1,18 | 0,46 |
| MnO | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,12 | 0,11 | 0,06 | 0,04 |
| MgO | 0,83 | 0,79 | 0,93 | 1,11 | 1,42 | 0,60 | 1,69 | 0,68 | 0,62 |
| CaO | 0,82 | 1,76 | 3,14 | 0,64 | 0,71 | 2,09 | 3,70 | 2,38 | 1,68 |
| $Na_2O$ | 3,31 | 3,51 | 4,29 | 3,21 | 4,04 | 3,38 | 4,28 | 4,10 | 4,15 |
| $K_2O$ | 4,21 | 4,53 | 5,21 | 4,04 | 3,60 | 4,32 | 2,67 | 3,28 | 4,23 |
| $P_2O_5$ | 0,21 | 0,16 | 0,24 | 0,16 | 0,19 | 0,12 | 0,31 | 0,10 | 0,06 |
| $SO_3$ | 0,08 | 0,06 | 0,07 | 0,11 | 0,46 | | | | |
| strata žih. | 2,21 | 2,27 | 2,49 | 2,04 | 1,82 | 0,94 | 1,13 | 0,89 | 0,92 |
| $CO_2$ | 1,18 | 1,96 | 2,29 | 1,07 | 1,68 | | | | |
| $H_2O^-$ | 0,28 | 0,18 | 0,18 | 0,40 | 0,08 | 0,03 | 0,03 | 0,00 | 0,20 |
| Spolu | 100,19 | 99,83 | 99,54 | 99,87 | 99,50 | 100,50 | 100,16 | 100,49 | 99,89 |

prevzaté z práce Cambela a Walzela (1982). Z tabuľky vyplýva, že naše analýzy majú mierne zvýšený obsah $Al_2O_3$ a $K_2O$ a naopak znížený obsah CaO. To možno dobre vysvetliť charakterom premien hornín: albitizáciou plagioklasu, vznikom svetlej sľudy (sericitu) a konečne aj vysokým zastúpením draselného živca v hornine. Treba zdôrazniť, že nositeľom CaO v hornine sú prakticky len sekundárne minerály, a to epidot, allanit, leukoxén, a najmä karbonát. Vyplýva to aj z vysokého obsahu $CO_2$.

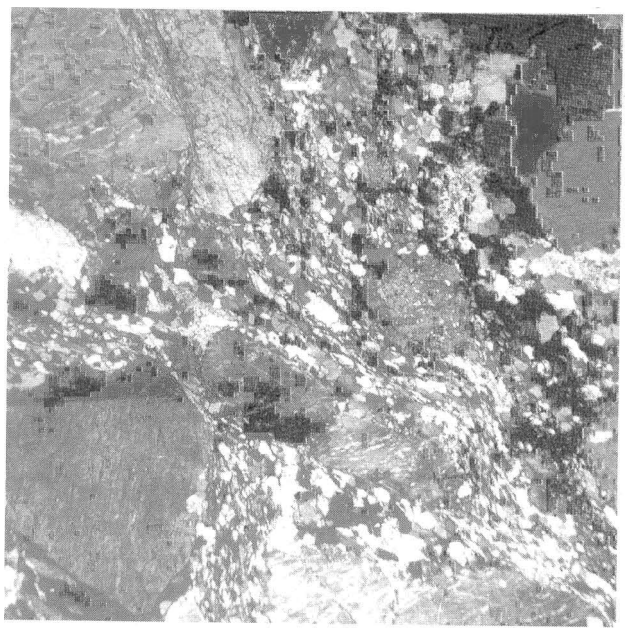
Celkovo možno konštatovať, že sa študované horniny značne geochemicky líšia od ostatných typov veporských granitoidov, dokonca i od vzorky hrončockého granitu ZK-28 z práce Cambela a Walzela (obr. 9). Vychodí to zrejme z toho, že vrty sú v tektonicky exponovanejších zónach. Podľa mezonormatívnych prepočtov je granit hrončockého typu v poli monzogranitu (obr. 9) a je na kre-



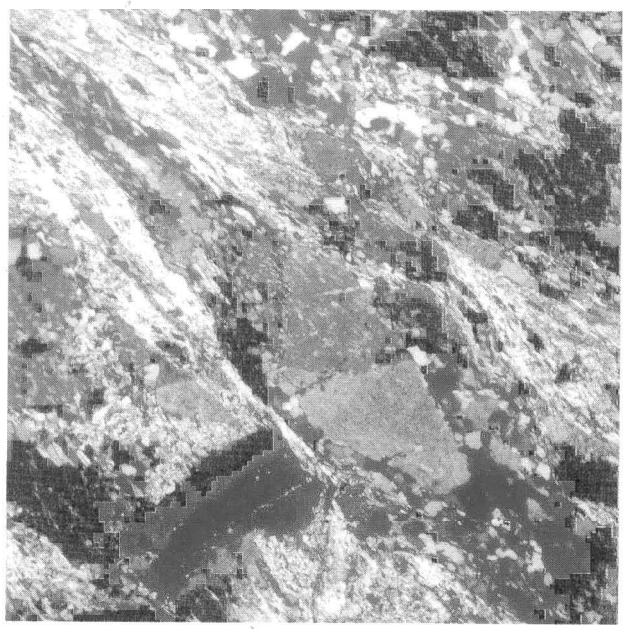
Obr. 2. Kataklazit granitu typu Hrončok. Neusmernené porfyroklasty albitu a draselného živca v kremeňovo-sericitovom matrixe. VVH-45/12,2. M 23,5, Nx, neg. 76366.
Fig. 2. Cataclasite of the Hrončok type granite. Unoriented albite and K-feldspar porpyroclasts in quartz-sericite matrix. VVH-45/12,2, M 23,5, Nx.



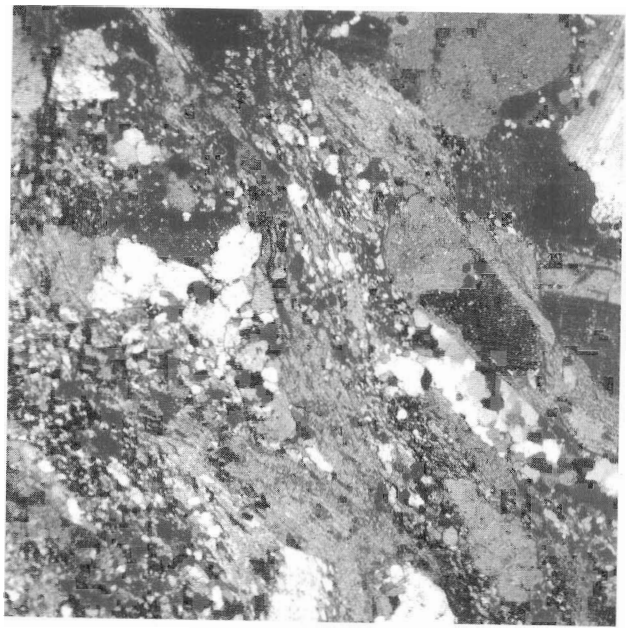
Obr. 3. Kataklazit granitu typu Hrončok. Neusmernené porfyroklasty albitu a draselného živca v usmernenom kremeňovo-sericitovom matrixe. Matrix preniká medzi rozlámané zrná. VVH-45/12,2. M 23,5, Nx, neg. 76367.
Fig. 3. Cataclasite of the Hrončok type granite. Unoriented albite and K-feldspar porphyroclasts in oriented quartz-sericite matrix. The matrix penetrates among broken grains. VVH-45/12,2, M 23,5, Nx.



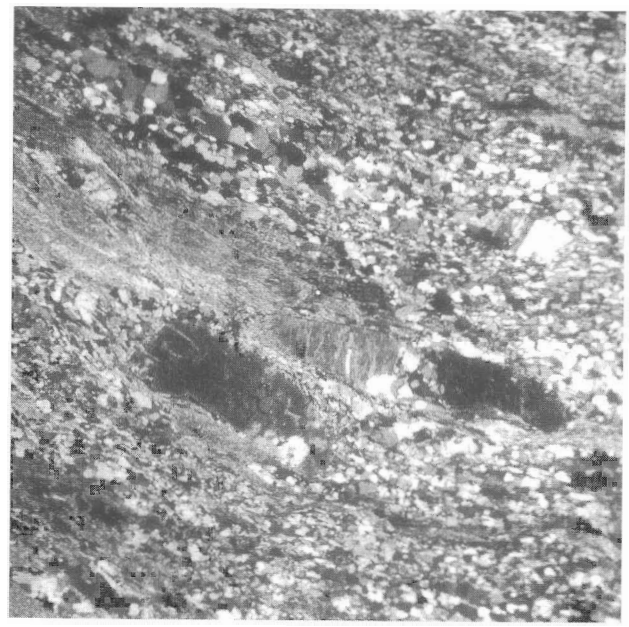
Obr. 4. Mylonit granitu typu Hrončok. Rovnomerné zastúpenie kremeňovo-sericitového matrixu a porfyroklastov pertitických draselných živcov. VVH-45/26,8. M 23,5, Nx, neg. 76365.
Fig. 4. Mylonite of the Hrončok type granite. Quartz-sericite matrix and pertite K-feldspar porphyroclasts equally spread. VVH-45/26,8, M 23,5, Nx.



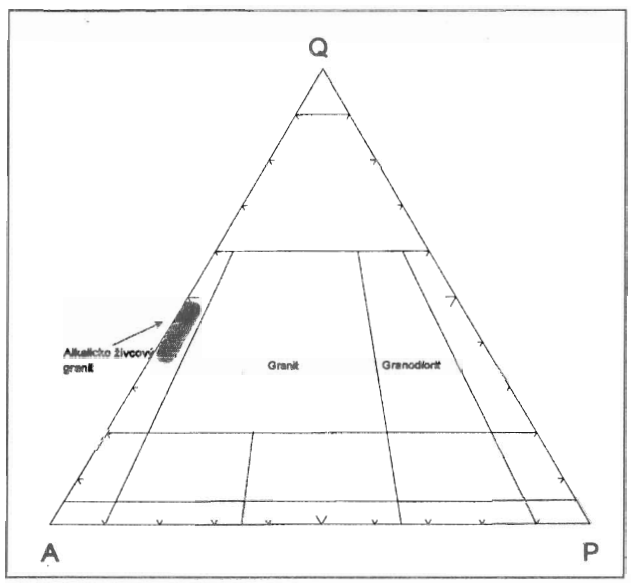
Obr. 5. Mylonit granitu typu Hrončok. Rovnomerné zastúpenie kremeňovo-sericitového matrixu a porfyroklastov pertitických draselných živcov a albitu. VVH-45/28,1. M 36,0, Nx, neg. 76363.
Fig. 5. Mylonite of the Hrončok type granite. Quartz-sericite matrix and pertite K-feldspar and albite porphyroclasts equally spread VVH-45/28,1, M 36,0, Nx.



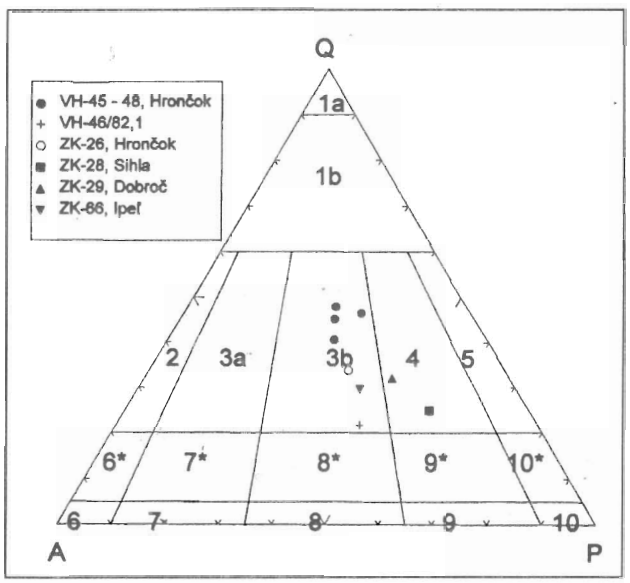
Obr. 6. Pokročilé štádium mylonitizácie granitu typu Hrončok. Zloženie: porfyroklasty draselného živca a albitu v matrixe zloženého z kremeňa, svetlej sľudy a biotitu. VVH-44/9,3. M 23,5, Nx, neg. 76357.
Fig. 6. Advanced stage of Hrončok type granite mylonitization. Composition: K-feldspar and albite porphyroclasts in the matrix composed of quartz, white mica and biotite. VVH-45/23,5, M 23,5, Nx.



Obr. 7. Pokročilé štádium mylonitizácie granitu typu Hrončok. Zloženie: porfyroklasty draselného živca v matrixe zloženého z kremeňa a svetlej sľudy. Hornina má charakter fylitickej horniny (fylonitu). VVH-44/9,3. M 23,5, Nx, neg. 76359.
Fig. 7. Advanced stage of Hrončok type granite mylonitization. Composition: K-feldspar and albite porphyroclasts in the matrix composed of quartz and white mica. The rocks appears to be phyllite (phyllonite). VVH-45/23,5, M 23,5, Nx.

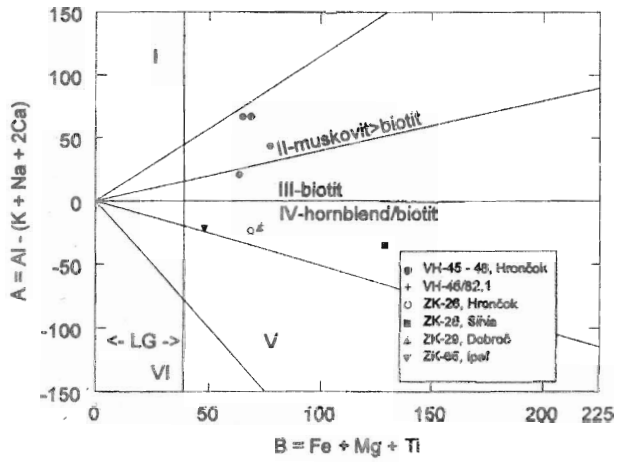



Obr. 8. Klasifikácia IUGS študovaných vzoriek. Šrafovanie vyznačuje pole študovaných hornín.
Fig. 8. IUGS classification of the rocks under study. The rocks fall hatched field.

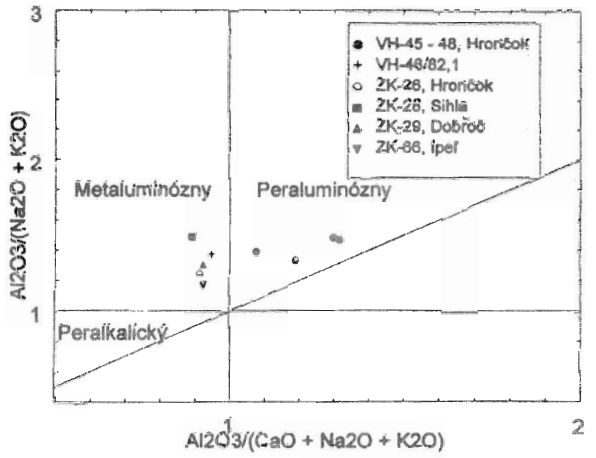



Obr. 9. Mezonormatívna klasifikácia študovaných vzoriek (Le Maitre, 1989).
Fig. 9. Mesonormative classification of the rocks under study (Le Maitre, 1989).

meň bohatší ako ostatné veporské typy. Ale mezonormatívny prepočet v tomto prípade nezodpovedá skutočnému modálnemu zastúpeniu živca v hornine (porovnaj s obr. 8). Podstatne sa odlišuje pozícia hrončockého granitu od ostatných typov v diagrame Debona a Le Forta (1983), kde je hrončocký granit v poli muskovitických peraluminóznych granitov, kým ostatné typy sú v poli (amfibolicko-)biotitických metaluminóznych granitoidov (obr. 11). Analogické zaradenie poskytuje klasifikačný diagram Maniara a Piccoliho (1989), v ktorom sú naše




Obr. 10. Diskriminačný diagram granitoidov Al-(K+Na+2Ca) vs. Fe+Mg+Ti Debona a LeForta (1983).
Fig. 10. Discrimination diagram of granitoids Al -(K+Na+2Ca) vs. Fe+Mg+Ti by Debon and Le Fort (1983).




Obr. 11. Diskriminačný diagram granitoidov Maniara a Piccoliho (1989).
Fig. 11. Discrimination diagram of granitoids by Maniar and Piccoli (1989).

analýzy hrončockého granitu jasne v poli peraluminóznych a ostatné analýzy v poli metaluminóznych typov (obr. 12).

## Diskusia

Týmto poukazujeme na špecifický charakter jedného zo základných typov granitoidu Západných Karpát. Zistili sme nakoľko možno výsledky skúmania blastomylonitov extrapolovať na pôvodné horniny. Geochemické štúdium ukázalo dôležité rozdiely v obsahu hlavných prvkov, najmä zníženie obsahu CaO a zvýšenie obsahu $K_2O$. Tieto rozdiely korešpondujú so zmenami minerálneho zloženia študovaných hornín. Vystupovanie, veľkosť a charakter väčšiny horninotvorných minerálov ukazujú, že už nie sú produktmi magmatických, ale metamorfných procesov. Biotit je drobný, výrazne usmernený a slabo pleochroický. Svetlá slúda vzniká prakticky len v matrixe spolu s drobným rekryštalizovaným kremeňom. Ani v reliktoch sa nepodarila potvrdiť prítomnosť plagioklasu s obsahom anortitu nad 5 %. Takýto albit nie je pre primárne plagioklasy západokarpatských granitoidov typický. Neistá je genéza draselného živca. Jeho habitus, ktorý spôsobuje okatý charakter študovaných hornín, môže svedčiť o tom, že aj on vznikal alebo dorastal v procese blastomylonitizácie.

Zaujímavou otázkou, ktorá presahuje rámec tejto práce, je voľba vhodného názvu študovaných hornín. Ak sa vezme do úvahy, že štruktúrne, textúrne a mineralogicky ide vlastne o metamorfit nízkeho stupňa fácie zelených bridlíc a že ani chemicky tieto horniny nezodpovedajú predpokladaným primárnym horninám, nemožno ich jednoznačne označiť ako granit. Vhodný je názov blastomylonit.

Práca vznikla v rámci grantu 1084/94 a 1088/94 (GAV SAV).

## Literatúra

Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. Ch. & Cambel, B. 1986: Rb-Sr izochronný vozrast granitoidov veporskovo plutona. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 365 - 375.*

Cambel, B., Bagdasarjan, G. P., Veselský, J. & Gukasjan, R. Ch. 1979: Novyje dannyje opredelenija vozrasta porod Slovakiji rubidij-stroncijevym i kalij-argonovym metodami i vozmožnosti ich interpretacij. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 45 - 60.*

Cambel, B. & Walzel, E. 1982: Chemical analyses of granitoids of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 573 - 600.*

Debon, F. & Le Fort, P. 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci., 73, 135 - 149.*

Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Geol. Práce, Zoš. 62, 7 - 28.*

Le Maitre, R. W. (Ed.) 1989: A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. *Blackwell, Oxford, 193 .*

Matějka, A. & Andrusov, D. 1931: Apercu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des regions avoisinantes. *Knih. Št. geol. Úst. Čs. Rep., 13, 19 - 165.*

Maniar, P. D. & Piccoli, P. M. 1989: Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull., 101, 635 - 643.*

Petrík, I. 1980: Biotites from granitoid rocks of the West Carpathians and their petrogenetic importance. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 215 - 230.*

## Blastomylonites of the Hrončok granite, Western Carpathians

Petrographic and petrochemical investigation of Hrončok type granite cores revealed that its magmatic structure and textures are obliterated, and the majority of the rock-forming minerals is not a product of magmatic crystallization, but can be attributed to mylonitic-blastomylonitic origins, and possibly to younger low temperature crystallization events. This is shown in the chemical composition of minerals (low content of the albite fraction in plagioclase, and the low content of Ti in biotite), and also in the overall chemical compositions of the rocks which indicate that the blastomylonitic processes were allochemical. Significant differences were noted especially in the low content of CaO and higher content of $K_2O$ compared to the expected value.

*Mineralia slovaca, 26 (1994), 177 - 191*

# Štruktúrna charakteristika stredného úseku pohorelskej tektonickej zóny

JÁN MADARÁS[1], MARIÁN PUTIŠ[2] a BOHDAN DUBÍK[2]

[1]Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]Katedra mineralógie a petrológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

*(Doručené 20.10.1993, revidovaná verzia doručená 22.3.1994)*

**Structural characteristic of the middle part of the Pohorelá tectonic zone; Veporicum, Western Carpathians**

Middle part of the Pohorelá overthrust zone forms a tectonic boundary between two different crystalline units; the Hron and the Kráľova hoľa complexes. This tectonic system is superposed on older (paleo-Alpine) tectonic contact of these complexes. Pohorelá zone is interpreted as a system of the sinistral listric reverse faults of Middle Cretaceous age. Young Alpine extension (Middle Cretaceous - Tertiary) is indicated in meso- and micro-scale by asymmetric structures. SW-NE ward tectonic belt is modificated S-N oriented Neoalpine faults due to the segmentation of older structures.

**Key words**: Western Carpathians, Veporicum unit, crystalline complexes, tectonic zone, Alpine tectonic, extension, structural analysis, deformation stage.

## Úvod

Práca nadväzuje na naposledy publikovanú deformačnú analýzu západnej časti pohorelskej línie (Hók a Hraško, 1990) zo severozápadného územia Veporských vrchov.

Stredný úsek pohorelskej tektonickej zóny sa študoval od doliny Veľký Zelený potok v masíve Michalovej (1149 m) po dolinu Lukačíková na úpätí Nízkych Tatier na S od Pohorelej, v dĺžke vyše 20 km.

Pre značnú nejednotnosť definovania priebehu pohorelskej línie sa treba bližšie zamerať na vyčlenenie, ako aj názvoslovie komplexov kryštalinika v severnom veporiku. Väčšina geologických záverov vychádzala z výskumov oblasti sz. veporika (Hrončok, Kamenistá dolina) a oblasti styku veporika a tatrika. Tu Zoubek (1928, 1930, 1931, 1935, 1957) vyčlenil hlavné tektonické pásma, s ktorých terminológiou sa stretávame aj v oblastiach ďalej na V, teda v masíve Kráľovej hole. Terminológiu Zoubka, ako aj iných autorov podáva obr. 1.

Termín pohorelská línia prvýkrát použil Zoubek (1957) a označil ním topografický prejav nasunutia kráľovohoľského pásma na kraklovské. Nový pohľad na stavbu severného veporika priniesol Klinec (1966). Zoubkom (1957) vyčlenené subzóny stratili pôvodný význam a línie medzi nimi sa javia ako časovo mladšie plochy. Termín subzóna sa uvádza len v geografickom zmysle. Klinec (l. c.) podáva dôkazy o príkrovovej stavbe veporského kryštalinika. V predmetnom území vyčlenil hronský komplex, interpretuje ho ako najspodnejšiu a najsevernejšiu tektonickú jednotku veporského kryštalinika, a kráľovohoľský komplex, ktorý je nasunutý od J na S na predchádzajúci komplex. Predpokladá, že terajšiu polohu zaujali komplexy skôr, ako sa vyvinul muránsky alebo pohorelský zlom.

Klinec (1971) pokladá pohorelskú líniu za mladý zlom (prešmyk) vytvorený na vhodných starších štruktúrach. Plochu zblíženia, resp. nasunutia kráľovohoľského komplexu nad hronský volá rimavskou poruchou širšieho regionálneho významu, prešmykového charakteru, s miernym úklonom a s tendenciou meniť smer. Pohorelská línia je s ňou zhodná len v úseku Blato - Pohorelá. O bližších vekových vzťahoch sa nevyjadruje.

Krist a Siegl (1971) predpokladajú, že s alpínskou fázou vrásnenia pravdepodobne súvisí aj nasunutie granitoidného komplexu na kryštalické bridlice, ako aj vznik významnejších tektonických línií, ktoré rozčleňujú kryštalinikum na viac čiastkových tektonických šupín.

Hók a Hraško (1990) pokladajú pohorelskú líniu len za jeden z viacerých alpínskych listrických zlomov s násunovým charakterom v subhorizontálnej spodnej časti a ako horizontálny posun vo vrchných strmších častiach, pričom násunový fenomén je starší. Význam línie je umocnený reologickým rozhraním dvoch komplexov s rôznou horninovou náplňou, resp. s rozdielnym uplatnením sa metamorfných procesov.

Pokiaľ Zoubek (l. c.) a ostatní autori (Klinec, 1966, Maheľ, 1986, Hók a Hraško, 1990) interpretujú pohorelskú líniu ako intraveporickú, Putiš (1991a, b) ju navyše chápe aj ako deliacu líniu medzi supratatrikom a veporikom. Podľa Putiša (l. c.) supratatrikum predstavuje prechodnú zónu medzi tatrikom (deliacou líniou je čertovická línia) a vlastným veporikom s odlišnou históriou od neskorohercýnskej periódy.

V posledných rokoch sa z hronského komplexu ako jednotného tektonického súboru hornín rozličného petrografického zloženia a stupňa metamorfózy vyčleňujú relatívne samostatné formácie. Definoval sa komplex Jánovho grúňa (Klinec et al., 1975; Miko, 1981) nízkometamorfovaných hornín na Sod Bacúcha - Nízke

| Zoubek (1928) | Zoubek (1930) | Zoubek (1931) | Zoubek (1935) |
|---|---|---|---|
| TATRIDY | nízkotatranská jednotka - TATRIDY | jadrová zóna (nízkotatranská) TATRIDY | z. nízkotatranská = ďumbierska TATRIDY |
| tektonický styk VEPORIDY | tektonická línia | tektonická línia | tektonická línia I. rádu |
| fylitická séria, resp. fyliticko-svorová séria | brezovsko-ľubietovská tektonická jednotka (zóna) SUBTATRIKUM VEPORIDY | (brezovsko)-ľubietovská zóna (ľubietovská zóna) | zóna ľubietovská |
| | tektonická l. Hronec - Osrblie | línia Hronec - Osrblie | tektonická línia I. rádu |
| | brezensko-kraklovská zóna | brezensko-kraklovská zóna (kraklovská z.) SUBTATRIKUM | zóna kraklovská GRANIDY („koreňové kryštalinikum") |
| tektonický styk | línia Krám - Hrončok | tektonická línia | tektonická línia I. rádu |
| granitická séria | granitická séria | spišsko-gemerská zóna granitico-rulová | muránska zóna GEMERIDY |
| | | | tektonická línia I. rádu |
| | | | z. migmatitová |
| | | | zóna granatických svorov |

| Zoubek (1957) | Zoubek a Máška (1960) | Kubíny (1958) | Krist a Siegl (1971) | Klinec (1966, 1976) |
|---|---|---|---|---|
| ďumbierske pásmo ľubietovské p. = TATRIDY | ľubietovská podzóna | | | TATRIKUM |
| línia Čertovice VEPORIDY | čertovická línia | | tektonická línia | čertovická línia |
| pásmo Kraklovej | kraklovská podzóna | kraklovská zóna VEPORIDY | kraklovská subzóna VEPORIDY | hronský komplex VEPORIKUM |
| pohorelská línia | pohorelská porucha | tektonická línia I. rádu | pohorelská línia | pohorelský zlom (línia) |
| pásmo Kráľovej hole | kráľovohoľská podzóna | zóna Kráľovej hole | kráľovohoľská subzóna | kráľovohoľský komplex |
| muránska línia | muránsko-divínska porucha | | | muránsky zlom |
| pásmo Kohúta (GRANIDY) | podzóna Kohúta | | | pásmo Kohúta |
| | | | | komplex Hladomornej doliny |

Obr.1. Vývoj názvoslovia tektonických jednotiek v severnom veporiku.
Fig.1. Terminology development of tectonic units in the northern part of Veporicum unit.

Tatry, ďalej ekvivalentná kraklovská formácia (Korikovskij a Miko, 1992), čiernobalocká séria (Krist, 1977) - oblasť Kamenistej doliny.

Putiš (1989) vo svojej koncepcii vyčleňuje takúto hronskú sústavu príkrovov: a) vrchný - čiastkový príkrov Jánovho grúňa, tvorený komplexom Jánovho grúňa; b) stredný - hronský čiastkový príkrov, tvorený hronským komplexom; c) spodný - ľubietovský čiastkový príkrov, tvorený ľubietovským komplexom.

Kráľovohoľská sústava príkrovov zahŕňa: a) vrchný (strižný) čiastkový príkrov Vápenice, pozostávajúci hlavne z metatonalitov; b) spodný (vrásový) - čiastkový príkrov Kráľovej hole, tvorený kráľovohoľským a pohorelským komplexom, a čiastkový príkrov Prednej hole.

Túto koncepciu v podstate akceptuje najnovšia mapa Nízkych Tatier (Biely et al., 1992). Aj keď sa rozsah hronského komplexu v severnom, ale aj v južnom veporiku definovaním samostatných jednotiek zredukoval podobne ako rozsah kráľovohoľského komplexu, základné Klincovo rozdelenie na dve hlavné tektonické jednotky je stále opodstatnené.

Okrem Kloka a Hraška (1990) všetci autori umiestňovali pohorelskú líniu ako deliacu plochu medzi rozdielnymi komplexmi kryštalinika iba na základe odlišného petrografického zloženia okolitých hornín. Hlavným cieľom tejto práce je spresniť jej priebeh aj s ohľadom na rešpektovanie štruktúrnych kritérií. Podávame aj názor na geologickú stavbu a vývoj širšieho okolia sv. veporika.

## Metodika

Podkladom štruktúrno-tektonického štúdia bolo geologické mapovanie v mierke 1:25 000 a vyčlenenie hlavných petrografických typov hornín (obr. 2).

Cieľom mezoštruktúrnej analýzy bolo meranie plošných štruktúrnych prvkov - foliácie, plochy kliváže, plochy osových rovín vrás, puklín a plochy S-C tektonitov.

Lineárne prvky zahŕňali merania lineácií dlhých osí deformovaných minerálov (stretching lineations) a osí B vrás (obr. 4).

V mikroskale sa v orientovaných výbrusoch určovali prednostné orientácie osí c kremeňa. Metódou Frya (1979) sa vypočítali hodnoty deformácie osi X, Y a Z deformačných elipsoidov a určila sa ich poloha vo Flinnovom diagrame. Zmysel strihu sa určoval na deformovaných minerálov v S-C mylonitoch, ako aj zo vzájomnej orientácie plôch S a C v odkryvoch, vzorkách či výbrusoch.

## Petrografická charakteristika

Prevažnú časť skúmanej oblasti (obr. 2) formujú metapelity hronského komplexu a jednoznačne dominujú strednostupňové metamorfity nad granitoidmi. Ako základný typ boli vyčlenené dvojsľudné pararuly, svorové ruly až svory a ich kvarcitické ekvivalenty. V niekoľkých pásmach paralelných s pohorelským systémom vystupujú fylonity svorov, svorových rúl a pararúl. Časť týchto hornín môže byť primárne nízkometamorfovaná, charakteru fylitov kraklovskej formácie (Korikovskij a Miko, 1992) tektonicky včlenenej do vyššie metamorfovaného hronského komplexu. Sporadické sú metakvarcity, migmatity, okaté a páskované ruly, ojedinelé v tejto oblasti sú zóny amfibolitov a amfibolických rúl, v pásmach fylonitov diaftoritizovaných. V údolí Hrona na Z od Polomky vystupujú Grt-Ms-Bt pararuly, príp. svorové ruly až svory, často kremité, s rozptýlenou rudnou prímesou a s prienikmi aplitov a pegmatitov. Ide o tzv. beňušské pararuly sensu Klinec (1966, 1976). Ich pozícia na hronskom komplexe je tektonická. Petrografickým zložením, ako aj stupňom metamorfózy (prítomný je sillimanit, Kováčik, os. informácia) javia skôr afinitu k metamorfitom v bezprostrednom kontakte s granitoidmi kráľovohoľského komplexu v závere doliny Veľký Zelený potok a Malý Zelený potok.

Kráľovohoľský komplex sa skladá hlavne z granitoidných typov hornín; porfyrický granit s ružovými a sivými výrastlicami draselných živcov (ipeľský a veporský typ) a strednozrnný fabovohoľský typ. V podobe doskovitého telesa na J od pohorelskej línie, ako aj v doline Hrona vystupujú biotitické tonality, príp. granodiority typu Sihlas. s., v blízkosti pohorelskej línie okaté draselnoživcovo-plagioklasové ortoruly. Granity a tonality sú v rôznom stupni blastomylonitizované, zmenené až na sericiticko-chloritické bridlice.

Podľa štruktúrnych rozdielov, ako aj čiastočne odlišného petrografického zloženia a vyššieho stupňa metamorfózy sa do kráľovohoľského komplexu v časti na J od Hrona pričlenili pararulové typy hornín interpretované ako zvyšok metamorfného obalu granitoidov (obr. 3a). Ide o Ms-Bt kremité pararuly, často s granátom. Ich progresívna metamorfná minerálna asociácia väčšinou zodpovedá granátovej zóne regionálnej metamorfózy. Alpínska diaftoréza sa viaže na úzke pásma fylonitov.

Kráľovohoľský komplex na S od Pohorelej budujú hlavne migmatity, migmatitizované ruly, okaté metagranitoidy a ich tektonické deriváty. Zriedkavé sú ložné telesá porfyrických granitov a granodioritov.

Parautochtónny sedimentárny obal kráľovohoľského komplexu, reprezentovaný struženickou (federátskou) sekvenciou, je zastúpený vrchnopermským - spodnotriasovým súvrstvím arkóz, živcových drôb, zlepencov a svetlosivých bridlíc. Spodný trias je charakteristický jemnozrnnými doskovitými zelenkavými až vodovosfarbenými kvarcitmi.

Mezozoické karbonáty na J od Hrona nie sú veľmi rozšírené, koncentrujú sa do oblasti Hájnice, na J od Heľpy. Zastúpené sú žltkasté rauvaky, sivý a čierny dolomit, jemnozrnný tmavý vápenec s bielymi kalcitovými žilkami, žltkastý piesčitý vápenec s autigénnym kremeňom, lavicovitý červený hľuznatý vápenec a sivý laminovaný vápenec. Všetky typy sú rekryštalizované a alpínsky anchimetamorfované až epimetamorfované (300 až 350 °C; Plašienka et al., 1989; Korikovskij et al., 1992).

Pre komplex Prednej hole (markušská jednotka sensu Plašienka, 1981, 1984) je charakteristická prítomnosť bázických zelených bridlíc - tufov a tufitov fylitického vzhľadu, ktoré sa striedajú s arkózami, príp. s kyslými vulkanitmi, polymiktným zlepencom, pestrými bridlicami a s pieskovcom. Podľa nálezov sporomorf z oblasti Prednej hole a Heľpy je vek súvrstvia staropaleozoický - devónsky (Planderová in Bajaník et al., 1979), ale časť súvrstvia, najmä s podradným zastúpením tufitického materiálu, môže mať permský vek. Súčasťou súvrstvia arkóz sú aj bridličnaté kvarcity, pravdepodobne spodnotriasového veku.

V zárezе lesnej cesty v Klincovej doline (na JZ od Heľpy), ako aj v drobných odkryvoch v protiľahlom svahu vystupuje tmavý laminovaný vápenec s vrstvičkami čiernej bridlice, bituminózny vápenec, ale aj svetlý (biely, žltkastý) vápenec triasového (?) veku. Podobne ako struženícke sú aj ony silne rekryštalizované a anchimetamorfované.

## Mezoštruktúrna analýza

### *Foliácie*

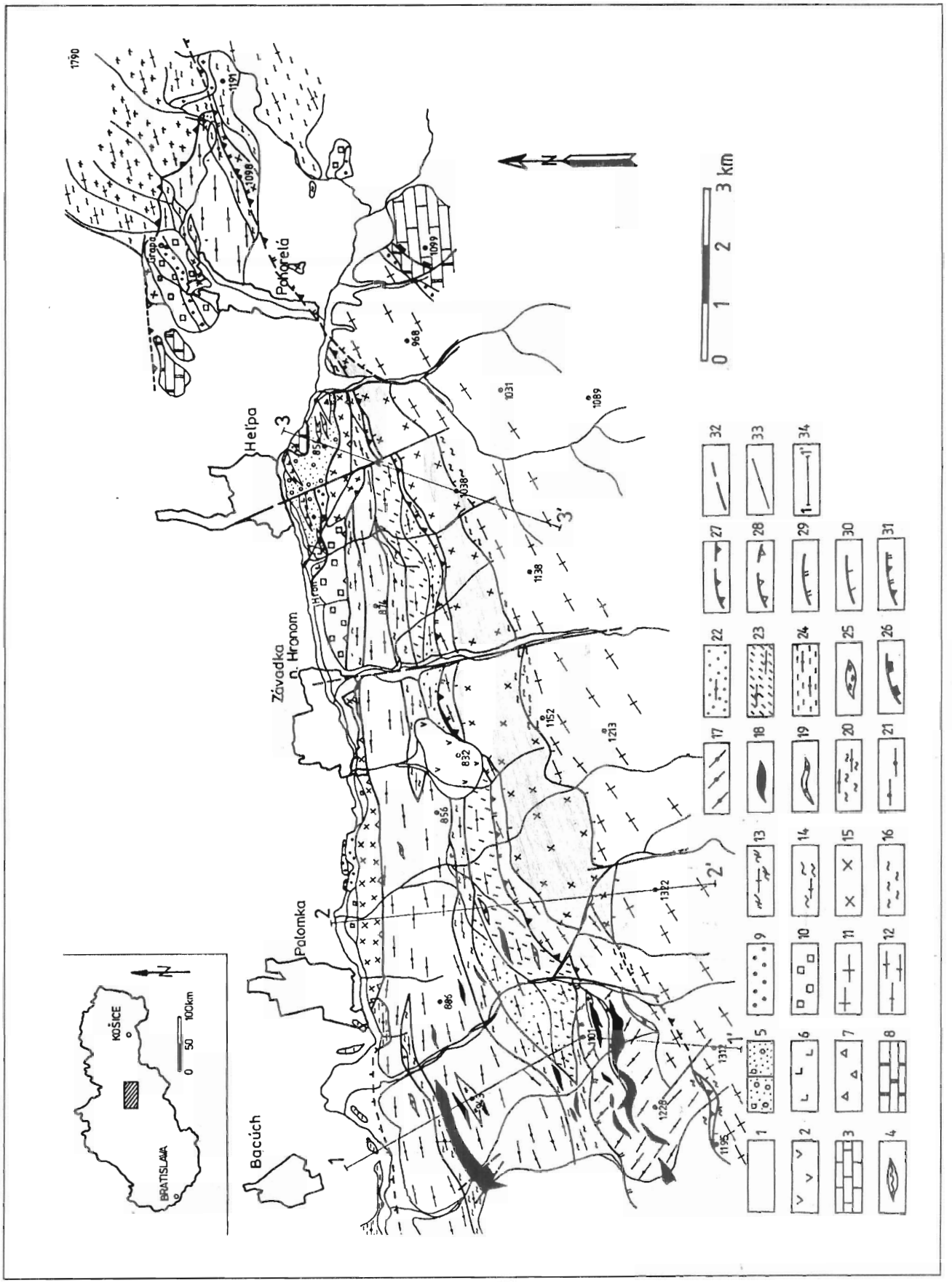
Študovali sa plochy vrstvovitosti $S_s$, plochy kryštalizačnej bridličnatosti $S_1$, prípadne $S_0$, plochy kliváže $S_2$ a C a puklinové plochy $S_3$ (obr. 4, 5, 6, 7).

Plochy $S_s$ - primárna vrstvovitosť v hronskom komplexe a v metamorfitoch kráľovohoľského komplexu. Reliktne je zachovaná v rigidných kvarcitických polohách pararúl a určená na základe striedania litologických členov. Plochy primárnej vrstvovitosti sa generálne ukláňajú na S, ale pre ich nízke štatistické zastúpenie, spôsobené nedostatkom primárnej litologickej pestrosti, nemožno tento fakt zovšeobecniť.

V metakonglomerátoch obalu sa plochy vrstvovitosti definovali podľa litologických rozdielov (gradačné zvrstvenie), v metasedimentoch so zastúpením vulkanickej zložky striedaním rozdielneho materiálu.

Plochy $S_0$ - primárna metamorfná bridličnatosť. Vznikala v súvislosti s variskou regionálnou progresívnou metamorfózou a spôsobila prepracovanie plôch $S_s$, s ktorými je konformná. Na plochy $S_0$ sa viaže progresívna, regionálne metamorfná asociácia: $Qtz+Pl+Bt_1+Ms_1 1\pm Grt$. V iných častiach hronského komplexu (Dedinská, Beňuš, Filipovo, Čierny Balog) sa identifikovali aj vyššie termálne minerály - staurolit, andaluzit a sillimanit, čo poukazuje na typ metamorfózy v andaluzitovo-sillimanitovej faciálnej sérii (Cambel et al.,1992). Obdobné asociácie opisuje Putiš (1989) aj v kráľovohoľskom komplexe z okolia Kráľovej hole. Staršie foliácie určujú aj predalpínske plochy metamorfnej diferenciácie, migmatitizácie, pozdĺž ktorých prenikal mobilizovaný granitoidný materiál.

Plochy $S_1$ - sekundárna metamorfná bridličnatosť v metamorfitoch obidvoch komplexov. V horninách, kde


Bacúch
Palomka
Závadka n. Hronom
Helpa
Pohorelá
KOŠICE
BRATISLAVA
0 50 100km
0 1 2 3 km
N

pre konformný charakter a takmer rovnaké minerálne asociácie nebolo možno spoľahlivo odlíšiť predalpínske (variské, neskorovariské) plochy od ranoalpínskych, zahŕňame tieto plochy pod jeden index. Plochy $S_1$ sú paralelné s vrstvovitosťou $S_s$ a s primárnou bridličnatosťou $S_0$ (obr. 5, 6). Plochy $S_1$ vytvárajú široké voľné vrásy $F_1$ dm - m amplitúd. Najčastejší smer foliácií je 350 - 15 ° a sklon stredne strmý na S. V hronskom komplexe upadá generálne na S (do doliny Hrona) a v blízkosti granitoidného masívu pod stredne strmým uhlom 25 - 50 ° na J. Takéto smery sklonov poukazujú na antiformnú povahu komplexu medzi dolinou Hrona a pohorelskou líniou, na megavrásu s amplitúdou niekoľko sto metrov a s osou vrásy v smere VSV - ZJZ (obr. 3a, b, c). Smerom na Z je antiklinála otvorená, široká, jej osová rovina sa ponára na V (oblasť Hájnice) a v tejto oblasti tvorí brachyantiklinálny uzáver. V metasedimentoch obalu (arkóza, zlepenec, kvarcit) a v komplexe Prednej hole majú plochy $S_1$ (paralelné s plochami vrstvovitosti $S_s$) na J od Hrona sklon na S 40 - 60 ° a na S od Hrona zase na J. V podobe synklinály podstielajú údolie Hrona. V metamorfitoch kráľovohoľského komplexu sa smer plôch $S_1$ viac orientuje do sv. - jz. pozície a sklon varíruje na S aj na J. V granitoidoch $S_1$ sú plochami duktilnej (plastickej) blastomylonitizácie v chloritovo-biotitovej, lokálne biotitovo-granátovej zóne s plastickým kremeňom a krehkoplastickým živcom naložené na tokové štruktúry. Vznikali v závere kryštalizácie a vytvorili novú paragenézu: nižšie titánový Bt+Ms+Chl+Ep+Ser+Ab+leukoxén, ako aj časť titanitu (Broska a Petrík, 1993). Priemerná hodnota upadania $S_1$ plôch je v granitoidoch 170 /15 - 35°. Plochy $S_1$ sú najvýraznejšie, často s hustotou zodpovedajúcou zrnitosti horniny a až do mikrooblasti ich zvýrazňujú penetračné zóny intenzívnej blastomylonitizácie. Rovnakého charakteru je aj novotvorený $Bt_2$, $Ms_2$ a o grossulár obohatený granát (Kováčik, 1993) v metamorfitoch.

Plochy $S_2$ - alpínska kliváž v metamorfitoch, granitoidoch a metasedimentoch (obr. 5, 6, 7). Vznikala v záverečných štádiách krehkoplastickej deformácie počas výzdvihu veporskej oblasti. Podľa povahy výstupu ich v zmysle klasifikácie Listera a Snoka (1984) možno stotožniť s plochami C S-C tektonitov Viaže sa na ne nízkoteplotná blastomylonitická premena fácie zelených bridlíc chloritovo-sericitovej subfácie s asociáciou minerálov Ser+Chl+Ep+Carb+Ab+Qtz.

Plochy $S_2$ sa vyznačujú drobnou, mikrovrásovou stavbou (cm) podobných mikrovrás až mezovrás $F_2$. Majú vergenciu na S so stredne strmým sklonom osových rovín na JJV až J. Vrásy, na ktoré sa tieto štruktúry viažu, sú tesné až izoklinálne, s veľkým zblížením ramien. Ich hustota závisí od reologickej povahy hornín a najvýraznejšie sa prejavuje vo fylitických varietách a jemnozrnných bridliciach. Plochy $S_2$ reprezentujú pohorelský strižný systém v prevládajúcom smere VSV - ZJZ, t. j. 170/40 - 50° (obr. 7). Viažu sa na pomerne úzku zónu pozdĺž pohorelského systému v šírke okolo 1 km. Deformujú staršiu stavbu $S_1$ a z jej rotácie (medzi plochami $S_2$) možno predpokladať ľavý strih na plochách $S_2$ (vrch na SV). Hustota plôch $S_2$ je v porovnaní s plochami $S_1$ menšia (spravidla cm - dm). Výnimkou je bezprostredný kontakt

◀ Obr. 2. Geologická mapa strednej časti pohorelskej tektonickej zóny. Veporské vrchy, čiastočne Nízke Tatry (zostavil Madarás s použitím mapových podkladov Putiša, Dubíka, Klinca a Plašienku). 1 - kvartér, terciér, 2 - neovulkanity (neogén), 3 - nečlenené silicikum muránskeho príkrovu (triasové karbonáty), 4 - metamorfované karbonáty (trias?), 5 - metaarkózy, kremence, pestré bridlice, lokálne bázické tufy a tufity, a - prevaha arkóz, b - prevaha kremencov (devón? - perm), 6 - bázické tufy a tufity - zelené bridlice (devón?), 7 - diority (devón?), 4 - 7 - komplex Prednej hole, 8 - karbonáty (stredný - vrchný trias), 9 - kremence (spodný trias), 10 - arkózy, živcové droby, zlepence, lokálne kremence a bridlice (vrchný perm - spodný trias, 8 - 10 - struženícka (federátska jednotka), 11 - dvojsľudné metagranity typu Vepor, Ipeľ, Fabova hoľa, metagranodiority, 12 - blastomylonitizované metagranitoidy charakteru ortorúl, 13 - migmatity, migmatitizované ruly, metagranitoidy, 14 - blastomylonity migmatitov a granitoidov, 15 - metatonality typu Sihla, metagranodiority, 16 - zóny blastomylonitov, 17 - Ms-Bt, Bt kremité pararuly, 18 - amfibolity, amfibolické ruly, 19 - pegmatity, aplity, 11 - 19 - kráľovohoľský komplex (staršie - mladšie paleozoikum), 20 - fylonity svorov, svorových rúl a pararúl, príp. primárne fylity, 21 - Ms-Bt, Bt-Ms, Bt pararuly, svorové ruly a svory, lokálne amfibolity, 22 - prevažne Ms-Bt jemnozrnné kremité pararuly, 23 - kremité svorové ruly až svory, často granitizované, 24 - Grt-Ms-Bt kremité pararuly, svorové ruly až svory s prienikmi aplitov a pegmatitov, 25 - synmetamorfované migmatitizované ruly až stromatity, 20 - 25 - hronský komplex (staršie - mladšie paleozoikum), 26 - násunová plocha silicika Muránskej planiny (alpínska), 27 - násunová plocha kráľovohoľského komplexu na hronský komplex (paleoalpínska), 28 - násunová plocha metatonalitov a metaarkóz struženíckej jednotky na hronský komplex (neoalpínska), 29 - prešmyková plocha pohorelskej línie (strednokriedová), 30 - prešmykové plochy lokálneho významu, 31 - priebeh pohorelskej línie naloženej na paleoalpínsku prešmykovú plochu, 32 - zlomy a iné tektonické rozhrania, 33 - geologické hranice, 34 - línie geologických rezov.

Fig. 2. Geological map of the middle part of Pohorelá tectonic zone. Veporské vrchy Mts, in part Low Tatra Mts (compiled by Madarás with application of maps of Putiš, Dubík, Klinec and Plašienka). 1 - Quaternary, Tertiary, 2 - neovolcanics (Neogene), 3 - Muráň nappe undivided, the Silicicum unit (Triassic carbonates), 4 - metamorphosed carbonates (Triassic?), 5 - metaarcoses, sandstones, variegated shales, locally basic tuffs and tuffites, a - prevalence of arcoses, b - prevalence of sandstones (Devonian? - Permian), 6 - basic tuffs and tuffites - green schists (Devonian?), 7 - Diorites (Devonian?), 4 - 7 - the Predná hoľa complex, 8 - carbonates (Middle - Upper Triassic), 9 - sandstones (Lower Triassic), 10 - arcoses, feldspars rich greywakes, conglomerates, locally sandstones and shales (Upper Permian - Lower Triassic), 8 - 10 - the Struženík (Federáta) unit, 11 - two-mica metagranites of Vepor, Ipeľ, Fabova hoľa types, metagranodiorites, 12 - blastomylonitized metagranitoids, ortogneisses, 13 - migmatites, migmatitized gneisses, metagranitoides, 14 - blastomylonites of migmatites and granitoides, 15 - metatonalites of Sihla type, metagranodiorites, 16 - blastomylonites zones, 17 - Ms-Bt, Bt quartz gneisses, 18 - amphibolites, amphibole gneisses, 19 - pegmatites, aplites, 11 - 19 - the Kráľova hoľa complex (Lower - Upper Paleozoic), 20 - phylonites of mica schists, mica schists gneisses and gneisses, eventually low grade phyllites, 21 - Ms-Bt, Bt-Ms, Bt gneisses, mica schists gneisses and mica schits, in part amphibolites, 22 - prevalence Ms-Bt fine grain quartz gneisses, 23 - quartz mica schists gneisses, mica schists, o často granitizované, 24 - Grt- Ms-Bt quartz gneisses, mica schist gneisses and mica schists with aplites and pegmatites, 25 - synmetamorphosed migmatitized gneisses, stromatites, 20 - 25 - the Hron complex (Lower - Upper Paleozoic), 26 - thrust plane of the Muráň nappe (Alpine), 27 - thrust plane of the Kráľova hoľa complex on the Hron complex (paleo-Alpine), 28 - thrust plane of metatonalites and metaarcoses of Struženík type on the Hron complex (neo-Alpine), 29 - reverse fault of the Pohorelá line (Middle Cretaceous), 30 - local reverse faults, 31 - the Pohorelá line superposed on paleo-Alpine reverse fault, 32 - fault planes and other tectonic boundaries, 33 - geological boundaries, 34 - profile lines.

komplexov, kde sú plochy $S_2$ penetračné až do mikrooblasti. Plochy $S_2$ boli zreteľne kinematicky aktívne. Vyznačujú sa deformáciami minerálov v rámci nízkoteplotnej regionálnej metamorfózy, hlavne plasticko-strižnými. V mikrostavbe spôsobujú aj zvrásnenie kremitých a sľudnatých vrstvičiek $S_s=S_0=S_1$ do podobných mikrovrás. V malokompetentných horninách bridličnatej povahy majú podobu krenulačnej kliváže a vytvárajú charakteristické zalomené vrásy (kink folds). Horniny charakteru S-C tektonitov sú časté nielen v kryštaliniku, ale aj v sedimentárnom obale. Svojou orientáciou indikujú mladšiu extenziu naloženú (na tých istých plochách) na staršie prešmyky - kompresiu. Výskyt plôch C vo vnútorných častiach masívu Fabovej hole je vcelku lokálny (dominujú plochy $S_1$) a viažu sa na mylonitové zóny.

Plochy $S_3$ - alpínska puklinová kliváž. Tieto plochy sú výsledkom krehkej deformácie. Vyskytujú sa vo všetkých typoch hornín a miestami predstavujú hustý systém výrazných puklín, na ktorých nenastala rekryštalizácia minerálov, ale iba novotvorba nízkoteplotných fylosilikátov. Smer S - J je dosť nestály, kolíše v rozpätí niekoľko desiatok stupňov a sklon je zvyčajne strmý (30 - 80°) . Plochy s ryhovaním, z ktorých možno určiť zmysel pohybu, sú veľmi zriedkavé, a preto sa ani nemohli zvlášť geneticky separovať. Časť puklín v blízkosti pohorelskej línie by sa mohla stotožniť s puklinami typu „en echelon", naznačujúcimi sinistrálny zmysel horizontálneho strihu v smere SV - JZ (Hók a Hraško, 1990), avšak podobné deformácie sa viažu aj na lineáciu predĺženia minerálov smeru ZSZ - VJV, indikujúcu extenziu.

### *Lineácie*

V horninách sa vyskytujú jednak lineácie v podobe usmernenia či predĺženia minerálov (stretching lineations) stotožnené s osou X deformačného elipsoidu, ktoré tak indikujú smer najväčšej extenzie, a tým aj smer tektonického transportu (Simpson a Schmid, 1983), jednak lineácie v podobe osí B vrás.

$L_1$ - lineácia metamorfného mikrovrásnenia podobných vrás $F_1$. Súvisí s vývojom plôch $S_1$, príp. $S_0$. Vyvinutá je v metamorfitoch obidvoch komplexov. V hronskom komplexe má smer VSV - ZJZ, mierny sklon (0 - 15°), ktorý varíruje na V alebo na Z. V kráľovohoľskom komplexe má naopak smer VJV - ZSZ. Ten istý trend sa orientačne spozoroval aj v granitoidných horninách (priemerná hodnota 111/18°), čo svedčí o rozdielnom prevládajúcom transporte kráľovohoľského komplexu oproti hronskému. V blízkosti pohorelskej línie ju prepracúva mladšia lineácia $L_2$ do smeru VSV - ZJZ, čím indikuje (Shackleton a Ries, 1984) horizontálny posun, ktorý podľa pohybových indikátorov v mezookrsku a mikrookrsku možno označiť ako sinistrálny.

Evidentná je genetická súvislosť plôch $S_1$ a lineácie $L_1$, ktorá vyplýva z definície lineácie $L_1$ rovnakými minerálmi ako plochy $S_1$. Napr. deformáciou predĺžené živce obteká minerálna asociácia plôch $S_1$ - biotit$_2$, chlorit atď., ktoré súčasne vypĺňajú aj priečne trhliny roztiahovania v porfyroklastoch.

$L_2$ - lineácia predĺženia minerálov v alpínsky deformovaných horninách. Geneticky súvisí s plochami $S_2$. Má výraznejší trend V - Z ako $L_1$, od ktorej je odklonená o 20 - 25°. Táto lineácia navyše zvýrazňuje trend rotácie mladších lineácií do smeru V - Z v obidvoch komplexoch, a najmä v mladších metasedimentoch, kde tento smer už prevláda.

$L_3$ - lineácia osí B typu zalomených vrás (kink folds, $F_3$). Je to lineácia kolenovitých ohybov, ktoré sú typickými príznakmi krehko-plastickej až krehkej deformácie so stredne až strmo sklonenými osami B. Súvisia s formovaním plôch C. Smerovo je totožná s lineáciou $L_2$ .

Len ojedinele sa v kryštaliniku, ale aj v obale sledovali lineácie ($L_4$) kĺzania čiastkových blokov v podobe striácií na plochách, kde bolo možno určiť zmysel pohybu, a preto ani nie sú osobitne vymedzené. Hók a Hraško (1990) podľa štatistického spracovania striácií na tektonických zrkadlách konštatujú v západnej časti pohorelskej línie smer SV - JZ tektonickej deformácie a ľavostranný zmysel posunu. Naproti tomu v širšom okolí prevláda kolmý smer, t. j. SZ - JV.

### *Vrásy*

$F_0$ - Vrásy vzniknuté zvrásnením plôch $S_s$ sa vyskytujú zriedka. Sú otvorené, s amplitúdou x dm až x m.

$F_1$ - synmetamorfné mezovrásy plôch $S_1$, príp. $S_0$, spravidla s dm - m amplitúdou . Sú väčšinou podobné až koncentrické, v migmatitoch a migmatitizovaných rulách často aj asymetrické, ptygmatitické, s amplitúdou niekoľko cm.

$F_2$ - vrásy plôch $S_2$ alpínskej fylonitizácie a mylonitizácie. Existujú často vo forme „mŕtvych" odškrtených vrás s osou B paralelnou s lineáciou a môžu byť zvýraznené sekrečným kremeňom v zámkovej časti. Bežne sú narušené (odškrtené) strižnými plochami C a $S_3$. Môžu predstavovať stlačené vrásy $F_1$ alebo vznikali medzifoliačným prevrásnením plôch $S_2$, najmä v zónach silnej deformácie v blízkosti násunových plôch.

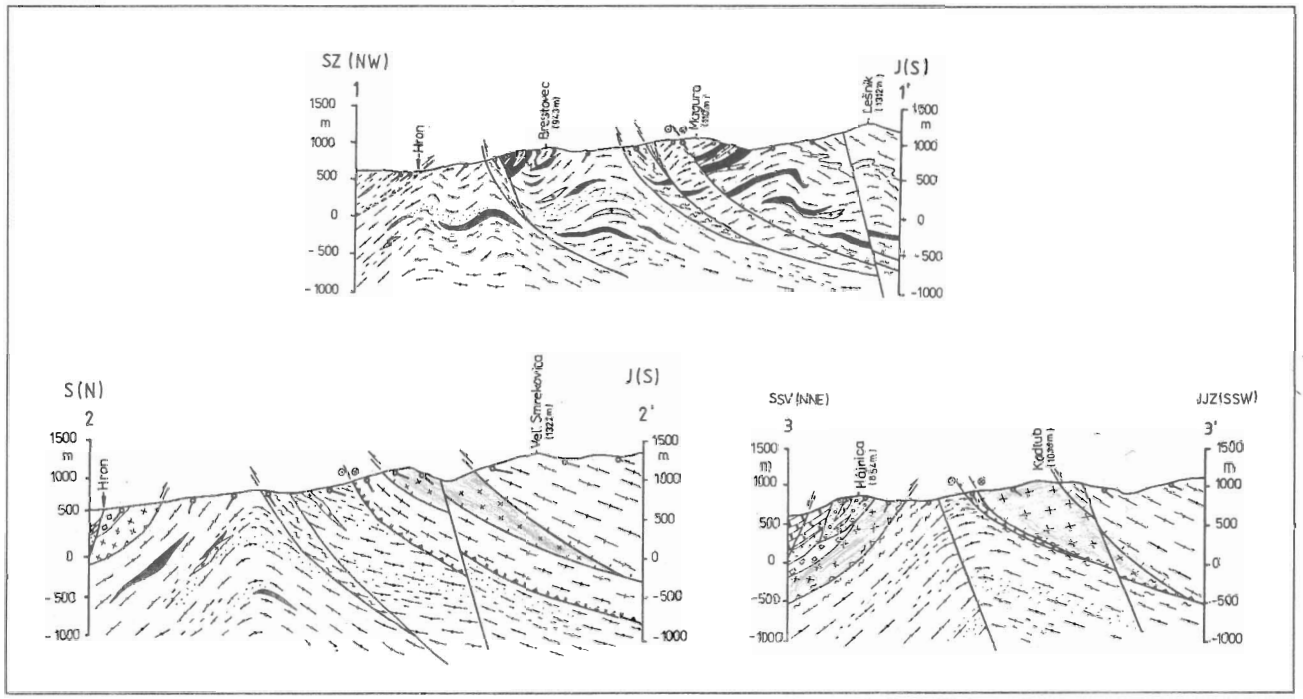
$F_3$ - zalomené vrásy typu „kink folds". Sú produktom priečnej prizlomovej tektoniky v generálnom smere S - J. Ide buď o jednoduché flexúry, alebo o spojité flexúry typu "kink bands" až stlačené harmonikovité vrásy so špicatým zámkom. Sľuda býva rozlámaná, kolenovito ohýbaná, čo je typický znak rýchlej deformácie v krehkom stave. Vrásy $F_3$ vznikali z rozličných typov plôch S.

### *Mikroštruktúrna analýza*

Cieľom bolo zistiť a určiť asymetrické štruktúry ako indikátory pohybu, určiť smer a zmysel pohybu a typ deformácie.

Pozorované javy sa určovali v zmysle typických asymetrických štruktúr práce Ramsaya a Hubera (1987), Hobbsa et al. (1976) a Listera a Snoka (1984). Podobne sa postupovalo v mikromierke, v ktorej sa analyzovali orientované výbrusy v rezoch XZ a YZ.

Okrem S-C tektonitov, ktoré udávajú sinistrálny zmysel pohybu v pohorelskom strižnom systéme a extenzný režim deformácie, sa rovnaký charakter pohybu zdokumentoval




Obr. 3. Geologické rezy. Vysvetlivky ako pri obr.2. Naznačené prešmyky, sinistrálny horizontálny posun na pohorelskej línii a sklony hornín v odkryvoch.
Fig. 3. Geological cross section. Explanations see fig. 2. The reverse faults, sinistral strike-slip on the Pohorelá line and dip angle in outcrops are outlined.

na „knihovničkových" sklzoch (bookshelf sliding) na bazálnych plochách v biotite, foliačných rybách (mica fish), dislokáciách a na roztiahovaní žívcov či kremeňa s antitetickými posunmi a na puklinách typu „en echelon" vyplnených novotvoreným kremeňom. Kinematika zmyslu strihu sa určovala aj rotáciou porfyrických výrastlíc a vytváraním asymetrických, dynamicky rekryštalizovaných tlakových tieňov (Passchier a Simpson, 1986).

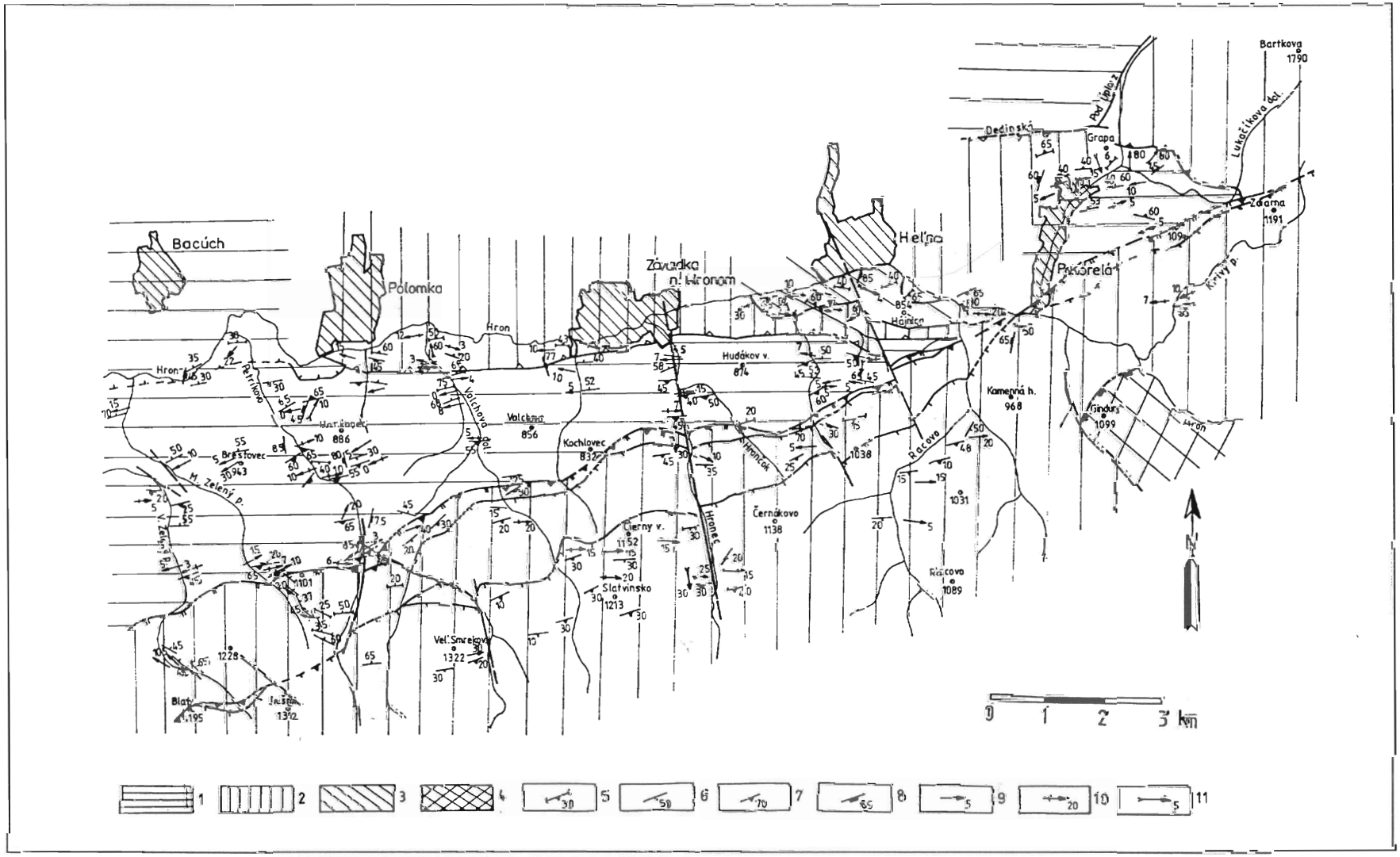
Ďalším cieľom bolo určiť konečné pretvorenie (finite strain) definované elipsoidom pretvorenia, ktoré je geometrickým prechodom medzi konečným a východiskovým stavom tvaru horniny (Nicolas, 1987). Z vypočítaných hodnôt možno konštatovať, že podľa stôp elipsoidov vo Flinnovom grafe (obr. 8), (Sanderson a Marchini, 1984) a priemernej hodnoty k = 0,327 bola prevládajúcou nekoaxiálna deformácia splošťovaním (flattening), pričom časť vzoriek spadá do poľa koaxiálnej deformácie jednoosového skrátenia (čistý strih) a časť do poľa jednoduchého strihu (plain strain). Oblasť najbližšia k pohorelskej línii zase vykazuje znaky zloženého strihu (transpresie) so sinistrálnym zmyslom pohybu. Pohyb určený z najdlhších osí (X) deformačného elipsoidu prebiehal v smere ZSZ - VJV a v blízkosti pohorelskej línie sa menil na transpresný smer VSV - ZJZ.

Ďalšou metódou určovania podmienok deformácie a smeru tektonického transportu je meranie prednostnej orientácie osí c kremeňa (obr. 8). Diagram získaný zo spodnotriasového kvarcitu struženickej sekvencie má výrazné vychyľovanie maxím indikujúcich nekoaxiálnu deformáciu so sinistrálnym zmyslom pohybu, ale diagramy z metamorfitov, ako aj z granitoidov výraznú prednostnú orientáciu nevykazovali. Indikovali nízkoteplotný bazálny sklz kremeňa a vo Flinnovom diagrame podľa maxím sústredených skôr pri osi Z (typ „oblate") patria do poľa splošťovania (flattening) s hodnotami k asi 0,2 - 0,5 (obr. 9).

## *Deformačný vývoj*

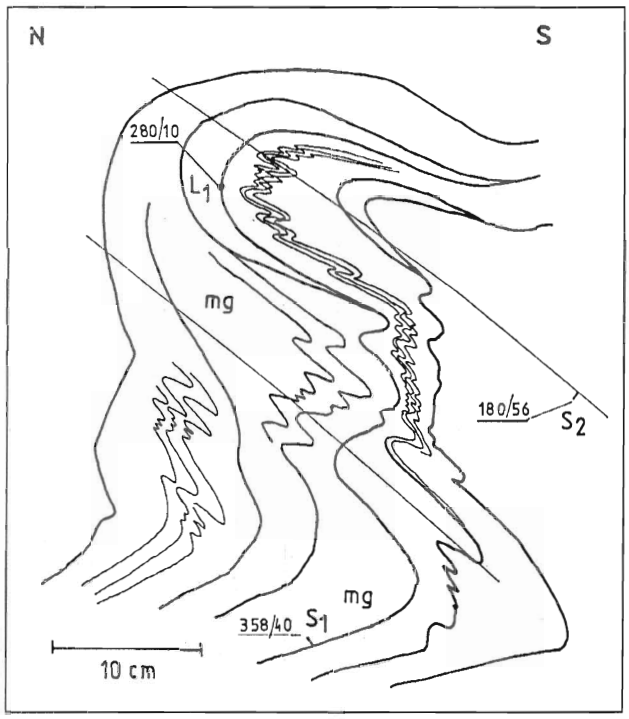
Z mezoštruktúrnej a mikroštruktúrnej analýzy vyplýva, že v obidvoch komplexoch kryštalinika s vlastným obalom možno rátať s niekoľkými deformačnými štádiami. Hercýnsky deformačný záznam nebolo možno spoľahlivo dešifrovať. Ten sa pravdepodobne zachoval iba vo vyššie termálnych reliktoch - rulových, migmatitizovaných a amfibolických hornín v podobe asymetrických vrás fixovaných granitizáciou pozdĺž plôch vrstvovitosti $S_s$ a bridličnatosti $S_0$. Pravdepodobné hercýnske štruktúry sú najlepšie zachované v metamorfnom obale granitoidov v jv. časti mapovaného územia (k. 1228), ako aj v niektorých partiách beňušských pararúl. Celkovo sa však staršie stavebné prvky včlenili do alpínskeho štruktúrneho plánu, a preto predpokladáme, že sa všetky ďalšie naložené deformácie odohrali v alpínskom deformačnom cykle.

$D_0$ štádium prebehlo v čase karbónsko-spodnopermskej extenzie. Variské (príp. staršie ?) foliácie sa fixovali prenikom granitoidov. Nemáme údaje, či išlo o staršie granitoidy, ako sú tonality Sihla s. s., datované na 303 ± 2 Ma (miliónov rokov; Bibikova et al., 1990). Pre konkordantný charakter pokladá Broska a Petrík (1993) tento vek za najspoľahlivejší údaj vo veporiku poukazujúci na to, že tonalit Sihla patrí medzi produkty najmladších

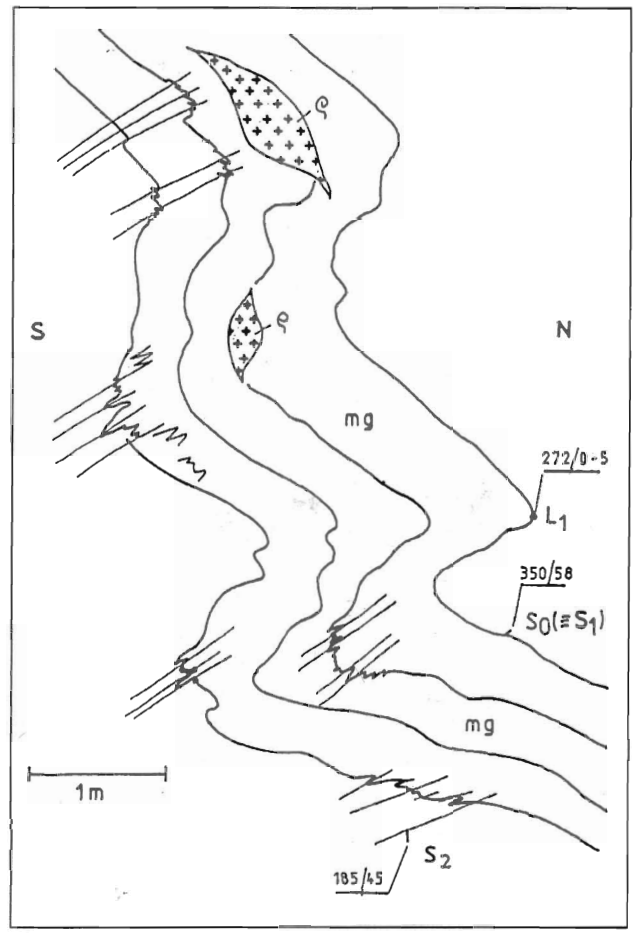



Obr. 4. Štruktúrno-tektonická mapa pohorelskej tektonickej zóny. 1 - hronský komplex, 2 - kráľovohoľský komplex s obalovou struženíckou (federátskou) jednotkou, 3 - komplex Prednej hole, 4 - silícikum Muránskeho príkrovu, 5 - primárne foliácie $S_0$ a $S'_0$ v metasedimentoch, metamorfitoch, magmatické foliácie v granitoidoch, 6 - metamorfné foliácie $S_1$ (variské, paleoalpínske), 7 - metamorfné foliácie $S_2$ (alpínska kliváž), 8 - puklinové plochy (alpínska kliváž), 9 - lineácie $L_1$ predĺženia minerálov (variské, paleoalpínske), 10 - lineácie $L_2$ predĺženia minerálov (alpínske), 11 - lineácie $L_3$ osí B zalomených vrás (alpínske).

Fig. 4. Structural - tectonic map of Pohorelá tectonic zone. 1 - the Hron complex, 2 - the Kráľova hoľa complex with sedimentary cover of the Struženík (Federáta) unit, 3 - the Predná hoľa complex, 4 - the Silicicum unit of the Muráň nappe, 5 - primary foliations $S_0$ and $S'_0$ in metasediments, metamorphic rocks, magmatic foliations in granitoids, 6 - metamorphic foliations $S_1$ (Variscan, paleo-Alpine), 7 - metamorphic foliations $S_2$ (Alpine cleveage), 8 - joint planes (Alpine cleveage), 9 - stretching lineations $L_1$ (Variscan, paleo-Alpine), 10 - stretching lineations $L_2$ (Alpine), 11 - lineations $L_3$ of B - axes of kink folds (Alpine).




Obr. 5. Morfológia mezoskopických vrás v biotitickej kremitej rule hronského komplexu. Spodná časť doliny Hronec.
Fig. 5. Mesoscopic fold morphology. Biotite quartz gneiss of the Hron complex. Locality: The Hronec valley, lower part.




Obr. 6. Typický štruktúrny štýl v biotitickej kremitej rule hronského komplexu. Plochy $S_0$ sú fixované granitizáciou. Dolina Hrončok.
Fig. 6. Typical structural style. Biotite quartz gneiss of the Hron complex. Granitoid material fixing $S_0$ planes. The Hrončok valley.

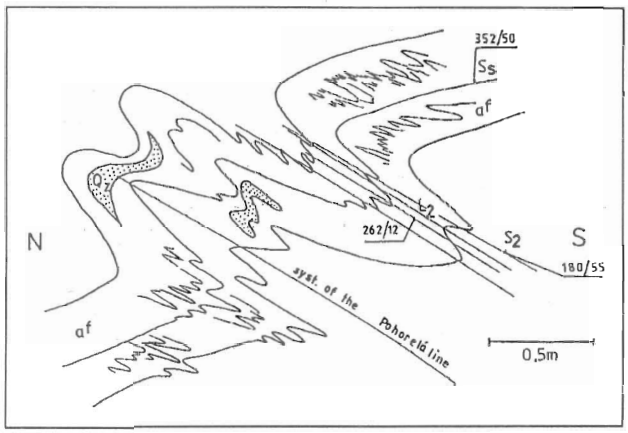
granitoidných fáz veporika. Vekové údaje okolo 300 Ma sa získali U-Pb metódou aj z petrograficky totožných granitoidov tríbečsko-zoborského kryštalinika - 306 Ma (Broska et al., 1990, in Broska a Petrík, 1993), ako aj K-Ar vek chladnutia ortorúl z južného veporika - 305 Ma (Chorepa, Hnúšťa - Cambel et al., 1990). Permský vek kyslejších variet, granitu typu Ipeľ (274 ± 3 Ma) a granitu typu Vepor (268 ± 3 Ma; Bibikova et al., l. c.) cca 280 Ma (Cambel et al., l. c.) dokumentuje záverečné fázy preniku intrúzií. V tomto štádiu pravdepodobne vznikali strednoteplotné a nízkoteplotné blastomylonity. Vo vyššieteplotných metamorfitoch sa štádium prejavilo retrográdne, v plochách S vznikala časť novotvoreného muskovitu, biotitu a granátu (Cambel et al.,1992).

$D_1$ štádium sa viaže na zvrásnenie a deformáciu plôch $S_s$ a $S_0$. V metamorfitoch spôsobilo vznik druhej regionálne progresívnej minerálnej asociácie a vývoj plôch $S_1$ ($L_1$, $F_1$). Teplotné podmienky boli dostačujúce aj na novotvorbu granátu, biotitu a muskovitu. Podľa datovania metódou $^{40}Ar$ - $^{39}Ar$ (Maluski et al., 1993) na muskovite a biotite z oblasti veporika a porovnateľného datovania metódou Rb - Sr má táto tektonotermálna udalosť vek okolo 140 Ma (vrchná jura, spodná krieda - mladokimerská fáza orogénu). V predmetnej oblasti mala najvýraznejší vplyv a spôsobila transformáciu starších štruktúr do alpínskych. Vplyv ranoalpínskeho deformačného štádia na obalové sekvencie, ale aj kryštalinické podložie dokumentuje napr. Plašienka (1981), Putiš (1989, 1992), Hók a Hraško (1990), Hók et al. (1993) a i.

V závere etapy $D_1$ pravdepodobne nastal presun kráľovohoľského komplexu nad hronský a zvrásnenie jeho čela v podobe antiklinály. V granitoidoch súčasne vznikli regionálne blastomylonitové zóny s mylonitickou neomineralizáciou pri teplote 350 - 420 °C, ktorú sme určili termodynamickými výpočtami z analýz biotitu$_2$, chloritu a sericitu. Zo štruktúrneho štúdia sa stanovil prevládajúci smer transportu kráľovohoľského komplexu z VJV na ZSZ v dnešných geografických súradniciach.

Odrazom tohto štádia je v dnešnej podobe modifikovaný priebeh rimavskej poruchy ako plochy zblíženia komplexov kryštalinika. Nevylučujeme ani založenie listrickej pohorelskej plochy alebo podobnej, odvodenej od čertovickej, príp. osrblianskej línie (cf. Hók a Hraško, 1990) prešmykového charakteru.

$D_2$ predstavuje štádium, počas ktorého sa vyvinuli klivážové plochy $S_2$ ($L_2$, $F_2$) v podmienkach krehko-plastickej deformácie v extenznom tektonickom režime. Prejavilo sa vznikom nových, nižšieteplotných minerálov (teplota max. do 350 °C, cf. Plašienka et al., 1989; Korikovskij et al., 1992). Kontinuálny prechod od plastickej po krehkú deformáciu je vo veporiku zdokumento-




Obr. 7. Štruktúrna morfológia v permskej metaarkóze. Struženícka (federátska) jednotka, obal granitoidov. Vyústenie doliny Petríkovo.
Fig. 7. Structural morphology of the Permian mataarcose. The Struženík (Federáta) unit as sedimentary cover of granitoids. The Petríkovo valley, lower part.

vaný nielen štruktúrne, mineralogicky a petrologicky, ale aj početnými geochronologickými určeniami.

Blastomylonitizácia je v kryštaliniku datovaná na 86 - 88 Ma ($^{39}Ar/^{40}Ar$, muskovit, biotit; Maluski et al.,1993; Dallmayer et al., 1993), 83 - 103 Ma (Rb/Sr, biotit; Bibikova et al., 1990), 89 - 101 Ma (K/Ar, bližšie neurčené minerály v porfyroide a amfibolickom gabre od Beňuša; Bagdasarjan et al., 1977), resp. 95 ± 10 Ma (K/Ar; Burchart et al., 1987). Podľa K/Ar datovania sa teplota uzavretia argónu v biotite dosiahla pred 94 Ma, čo je trend typický pre veporské kryštalinikum (Cambel et al., 1990).

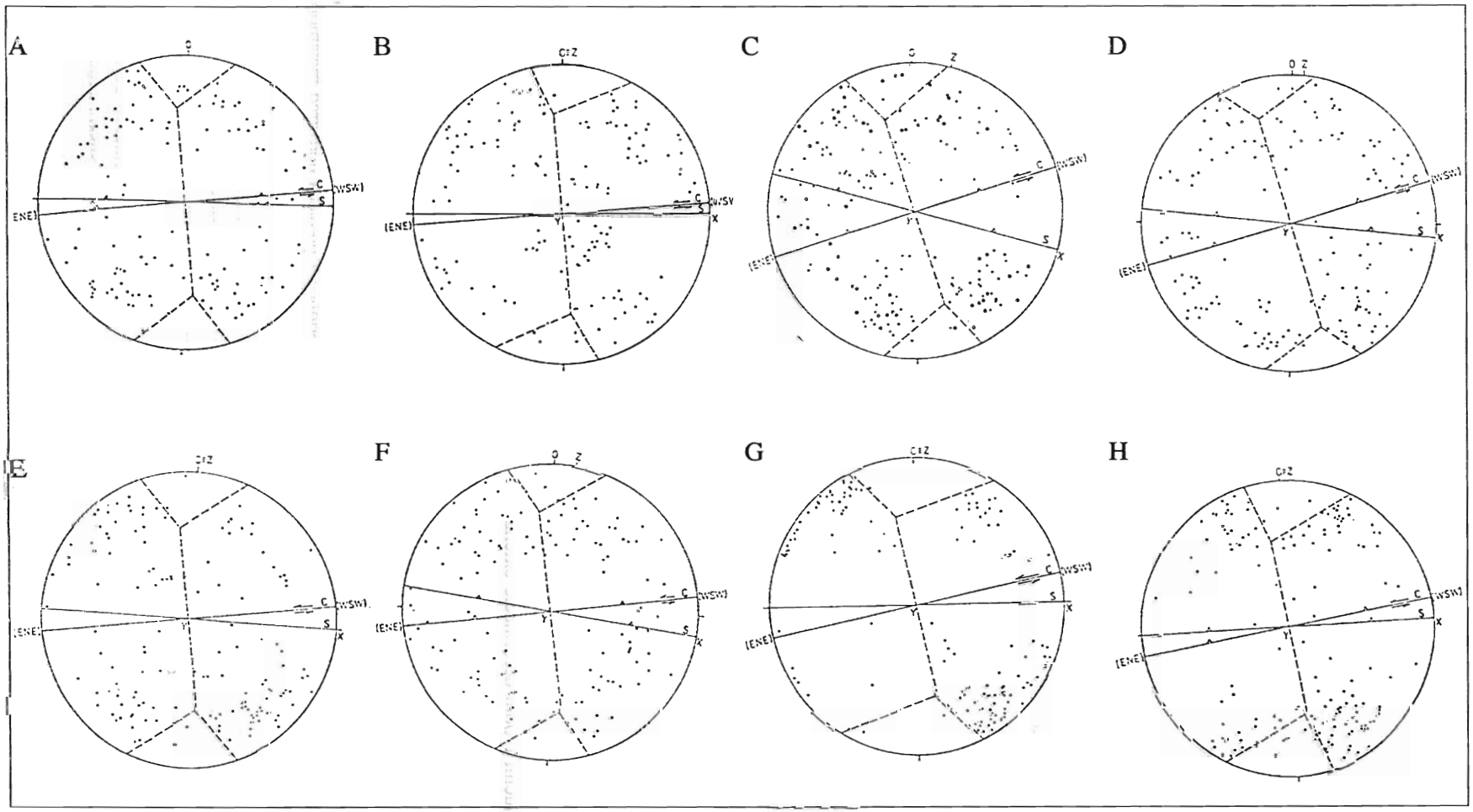
V strednej kriede sa doformovala pohorelská línia. Jej charakter vo vyšších kôrových úrovniach (v obale) nie je známy. Dnes vidieť iba jej spodnú časť, oddeľujúcu komplexy kryštalinika. Od ranoalpínskeho obdobia si zachovala povahu prešmyku podobne ako s ňou subparalelné tektonické línie nižšieho rádu. V strednej kriede a neskôr bola dominujúcim typom deformácie extenzia, ktorá sa prejavovala hlavne na plochách C, a preto majú niektoré menšie zlomy poklesový charakter.

$D_3$ štádium súvisí s krehkou deformáciou a s výzdvihom veporskej oblasti cez teplotnú hranicu 100 °C (apatit) z FT datovania. Tie ležia v hraniciach 53 ± 7 až 89 ± 10 Ma (Kráľ, 1977). Dokumentujú rýchly výzdvih a intenzívnu denudáciu oblasti až na úroveň alpínsky metamorfovaného kryštalinika, cez ktoré je nasunutý nemetamorfovaný muránsky príkrov. Štádium je v predmetnej oblasti dokumentované puklinovými plochami $S_3$, ryhovaním a striáciami $L_4$ na tektonických zrkadlách, ale tie sú zmesou vekovo rôznych populácií, ktoré nemožno presnejšie relatívne datovať. Z porovnania vývoja susedných oblastí - jz. úseku pohorelskej línie (Hók a Hraško, 1990) a západného úseku styčnej zóny gemerika a veporika (Hók et al., 1993) - vyplýva, že aj vo vrchnej kriede až paleogéne bola určujúcim tektonickým režimom extenzia a na pohorelskej línii ľavostranný zmysel posunu už na plochách vzniknutých diskontinuít - kliváže. V tom štádiu sa vytvoril pohorelský strižný systém s ľavostranným transpresným zmyslom pohybu v smere ZJZ - VSV.

Ďalší vývoj pohorelskej línie možno pre nedostatok vhodných kinematických indikátorov pohybu v podmienkach krehkej deformácie rekonštruovať iba nepriamo. Musíme sa opierať najmä o priebeh obdobne orientovaných zlomov v jz. ukončení veporika a v juhoslovenských kotlinách. Tu sa pohyby spoľahlivo zdokumentovali na neogénnych sedimentoch. Okrem obdobia egenburg - spodný báden, keď bola extenzia orientovaná smerom SV - JZ a kompresia SZ - JV, bolo paleonapäťové pole v oblasti centrálnych a vnútorných Karpát až do panónu generálne orientované na SV - JZ (kompresia) a na SZ - JV (extenzia; Nemčok et al., 1993; Vass et al., 1993, Kováč a Hók, 1993, Marko, 1993). V takomto napäťovom režime vznikali, resp. sa reaktivovali najmä zlomy smeru SV - JZ so zložkou ľavého strihu, čo je aj prípad pohorelského zlomového systému. Súčasne a neskôr vznikali aj zlomy smeru SZ - JV a SSV - JJZ, ktoré hrali významnú rolu v najmladších procesoch. Na mladú aktivitu zlomov smeru SV - JZ poukazujú aj údaje získané analýzou radarových záznamov z oblasti Poľany (Jakál et al., 1992). Tu takýto zlom zo S evidentne porušuje sarmatskú kalderu stratovulkánu a spôsobuje náhlu zmenu smeru priebehu Kamenistej doliny zo SZ - JV na SV - JZ. Mladá morfologická výraznosť pohorelskej línie sa prejavuje aj v teréne, najmä v jej klasickom priebehu na S od Michalovej. Na chrbtoch medzi dolinami sa javí ako dobre sledovateľné pásmo plytkých sedlín a veľmi častých drobných prameňov, bahnísk a mokrín. Na spätosť výverov minerálnej vody a tektonických línií v severnom veporiku upozornil už Zoubek (1935).

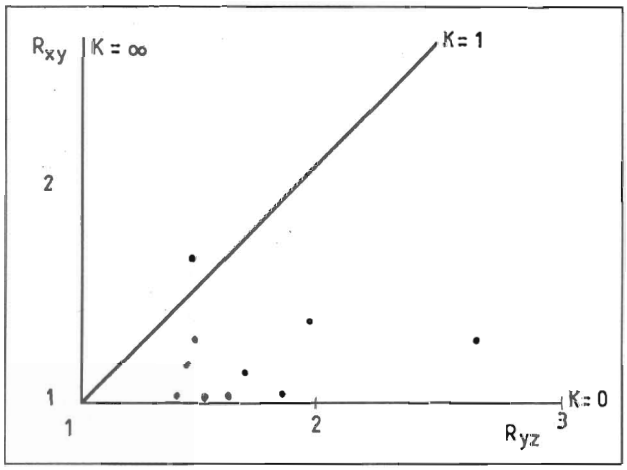
## Diskusia k priebehu pohorelskej línie

V súčasných geologických mapách sa západný priebeh pohorelskej línie kladie na SZ od pruhu hrončockého granitu, kde sa táto línia prvýraz objavuje vynorením sa spod neovulkanitov Poľany. V Kamenistej doline sa pri vodnej nádrži na jedinom mieste do poruchy „zakliňujú" bunkovité triasové karbonáty a kremenec, čo je jeden z argumentov v prospech jej alpínskeho veku. Potom prebieha takmer lineárne sv. smerom a pri Čiernom Balogu sa stráca pod sedimentmi priečne orientovanej brezniansk ej panvy. Tá narúša jej priamočiary priebeh a na severnom okraji kotliny je línia posunutá o 4 km na JV. Ďalej opäť nadobúda svoj tradičný smer SV - JZ , odpája sa od hranice granitoidy - - kryštalické bridlice a prebieha uprostred metamorfitov až po dolinu Petríkovo, kde mení smer na VSV - ZJZ a sklon 40 - 50° na J. Tu sa stáva deliacou plochou medzi metamorfitmi a granitoidmi. V Slatvinskej doline (kóta Kochlovec) ju na 2 km úseku prekrýva erózny zvyšok neogénnych vulkanitov. Ďalej prebieha poza Hájnicu a v oblasti Pohorelej mizne pod mladou výplňou Horehronského podolia. V masíve Kráľovej hole je jej priebeh zastretý a na SV od masívu, kde nastáva redukcia všetkých pásiem (Veľkého boka, Prednej hole, muránskej jednotky) a kde sa vôbec nedá stanoviť, ktorej línii spájanie patrí. Všeobecne sa dá povedať, že jej priebeh je sledovateľný v dĺžke vyše 60 km (od Poľany po Hranovnické pleso).




Obr. 8. Diagramy osí c kremeňa. Vyznačené sú foliačné plochy *S* a strižné plochy *C* (meraných 150 osí) A - D - metagranit veporského typu; A - dol. Talianka, B - dol. za Nihovo, C - D - dol. Hrončok. E - F - metatonalit typu Sihla; E - dol. Hronec, kameňolom, F - dol. Hronec, 300 m J od kameňolomu. G - H - metakvarcit, spodný trias, struženícka séria, sedlo Burda pod Fabovou hoľou.

Fig. 8. Diagrams of c-axes of quartz. Foliation S-planes and shear C-planes are present. 150 measurements for every diagrams. A - D - metagranit of Vepor type; A - Talianka valley, B - za Nihovo valley, C - D - Hrončok valley. E - F - metatonalite of Sihla type; E - Hronec valley, quarry, F - Hronec valley, 300 m S from quarry. G - H - metaquartzite of the Struženník type, Lower Triassic, Burda pass near Fabova hoľa.




Obr. 9. Pozícia deformačných elipsoidov z metamorfitov a granitoidov oboch komplexov vo Flinnovom diagrame.
Fig. 9. Position of deformation ellipsoides obtained from metamorphic and granitoids rocks of both crystalline complexes in Flinn diagram.

Zo štruktúrneho hľadiska je situácia trocha odlišná. Pohorelskú líniu v západnom úseku Hók a Hraško (1990) v súlade s tradíciou kladú na SZ za hrončocký granit, hoci trend smeru štruktúrnych prvkov zostáva po jej obidvoch stranách rovnaký, čo je v rozpore s pozorovaniami východnejšie. Výrazná zmena lineácií (zo smeru SV - JZ, typického pre hronský komplex, na smer SZ - JV, hlavne v kráľovohoľskom komplexe) nastáva až za paralelným vydrovským zlomom (Krist a Siegl, 1971), ktorý leží 4 km jv. smerom a prebieha v biotitických kremitých pararulách. Na JV od neho je viac amfibolických hornín ako na SZ, rozdielny smer lineácií, slabšia diaftoréza a častejšie prieniky granitoidov v rule. Preto priebeh pohorelskej línie kladieme práve na vydrovský zlom. Odpadá aj diskutovateľný 2 - 4 km priečny posun v brezninskej panve na mýtňanskom zlome, ktorý by sa musel prejaviť aj inde, kde nie sú jeho indície. V oblasti na S od Pohronskej Polhory a Michalovej prebieha línia v súlade s čiarou, ktorá je na starších mapách vychádzajúcich z generálkového obdobia. Svedčí o tom trend lineácií (SZ - JV), horniny (biotitické kremité pararuly bohaté na amfibolity a amfibolické ruly), ako aj celkovo nižší stupeň metamorfózy. Jasnou deliacou čiarou medzi metamorfitmi a granitoidmi sa stáva až za dolinou Petríkovo.

V časti Horehronského podolia sa línia stráca v neogénnych a kvartérnych sedimentoch, kde okrem jediného miesta nie sú odkryvy kryštalinika. Na základe tohto odkryvu (strmý svah nad potokom a zárez cesty 300 m na JV od poľnej kaplnky pri Pohorelej), kde vystupujú výrazne tektonizované tonality sihlianskeho typu, kladieme jej priebeh stále smerom na SV, a to až po masív Na skale (1132 m na V od Pohorelej), kde je jej priebeh opäť evidentný po dno Lukačíkovej doliny na úpätí masívu Kráľovej hole. Tam sa línia pri vstupe do migmatitov a okatých granitoidov náhle stráca a prebieha už len v jednom type hornín kráľovohoľského komplexu. Plochu oddeľujúcu migmatity od svorových rúl a svorov hronského komplexu (v doline Pod úplaz) možno prisudzovať deliacej línii medzi komplexmi, avšak iného charakteru ako pohorelská. Tá si pravdepodobne zachováva zvyčajný smer a hlavný hrebeň presekáva medzi Strednou hoľou a Kráľovou hoľou. Ďalej tvorí hranicu medzi komplexom Prednej hole a skupinou Veľkého boka. To je v súlade s geofyzikálnymi meraniami (Plančár et al., 1977; Šefara et al., 1987). Taktiež je možné, že sa na túto líniu viažu aj mohutné výskyty travertínu v oblasti Hranovnického plesa.

Veporikum rozčleňuje jedna z hlavných tektonických diskontinuít, ktorá je klasicky známa ako muránska zlomová zóna. Predstavuje niekoľko paralelných zlomov generálne trendu SV - JZ a tvorí úzku (cca 10 km), ale dlhú, cca 300 km štruktúru (Uhlig, 1903; Zoubek, 1957; Fusán et al., 1971; Pospíšil et al., 1989). Ale interpretuje sa najmä ako sinistrálny horizontálne posunový zlomový systém, ktorý je výsledkom horizontálnych premiestnení v hlavnej strižnej zóne. Pohorelská línia je súčasťou tohto zlomového pásma, gravimetricky interpretovaného ako najvýraznejšie hustotné rozhranie v Západných Karpatoch (Plančár et al., 1977).

Z našich opisov a úvah vychodí, že v kryštaliniku sú dve rozdielne línie. Staršou je naloženými deformáciami modifikovaná línia vlastného tektonického styku kryštalinických komplexov - rimavská (sensu Klinec, 1971), ktorá predstavuje plochu paleoalpínskeho (?) zblíženia komplexov, evidentnú hlavne na S od Hrona. Na ňu je naložená mladšia alpínska pohorelská línia, totožná s jej priebehom najmä na J od Hrona.

V celom študovanom regióne si pohorelská línia zachováva charakter staršieho prešmyku sklonenéhо na JV pod uhlom 35 - 50° a sprevádzaného pásmom tektonizovaných hornín, v granitoidoch deformovaných porfyrických granitov charakteru okatých rúl či blastomylonitov a v metamorfitoch fylonitových pásiem. Preto môžno hovoriť aj o pohorelskom tektonickom pásme a súhlasiť s tým, že pohorelská línia je iba jednou z viacerých listrických plôch (Hók a Hraško, 1990) vyvinutých v širšom území regiónu.

## Záver

Študované územie tvoria dva komplexy kryštalinika, z ktorých spodný - hronský - leží v paraautochtónnej pozícii. Naň bol od VJV na ZSZ (v dnešných geografických súradniciach) v ranoalpínskom období, v mladokimerskej fáze orogénu nasunutý kráľovohoľský komplex, odlišný štruktúrne, horninovo aj metamorfne. Dôkazy o tejto tektonickej fáze sú hlavne zo sedimentárnych a štruktúrnych záznamov z juhoveporických a gemerických oblastí (meliatikum, silicikum, cf. Hók et al., 1993), ako aj z Ar-Ar datovania (Maluski et al., 1993). V oblasti na J od Hrona tvorí povrchovú stopu tohto násunu modifikovaná rimavská porucha prešmykového charakteru a s ňou čiastočne totožná mladšia pohorelská línia smeru SV - JZ až VSV - ZJZ. Nevylučujeme jej založenie v závere kompresného štádia D1. Doformovala sa najmä v strednej kriede a odvtedy má znaky ľavého horizontálneho posunu a poklesu. Zachovala si starší prešmykový charakter a v obidvoch komplexoch ju

sprevádza sústava subparalelných čiastkových prešmykových plôch. Celé pásmo modifikujú priečne mladé zlomy, ktoré sa formovali až po vzniku hlavnej stavby v neoalpínskom období.

Sinistrálny horizontálny posun na pohorelskej línii je v súlade s pozorovaniami z jej západnej časti (Hók a Hraško, 1990). Asymetrické štruktúry zároveň indikujú mladšiu extenziu, naloženú na staršie prešmykové plochy. Na S od Hrona je pohorelská línia dokumentovateľná až po úpätie masívu Kráľovej hole, v ktorom je jej ďalší priebeh zastretý. Línia oddeľujúca hronský a kráľovohoľský komplex, prebiehajúca dolinou Pod úplaz do sedla na V od Andrejcovej a potom severnými svahmi Nízkych Tatier sa javí ako staršia (paleoalpínska) a je korelovateľná s rimavskou poruchou.

*Poďakovanie:* Ďakujeme všetkým, ktorí nám pri zostavovaní tejto práce pomohli cennými radami a pripomienkami, najmä RNDr. A. Klincovi, CSc., a RNDr. D. Plašienkovi, CSc.

## Literatúra


Bagdasarjan, G. P., Cambel, B., Veselský, J. & Gukasjan, R. Ch. 1977: Kalij-argonovyje opredelenija vozrasta porod krystaličeskich kompleksov Zapadnych Karpat i predvariteľnaja interpretacia rezuľtatov. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 2, 219 - 242.*

Bajaník, Š., Biely, A., Miko, O. & Planderová, E. 1979: O paleozoickom vulkanicko-sedimentárnom komplexe Prednej hole (Nízke Tatry). *Geol. Práce, Spr., 73, 7 - 28.*

Bibikova, E. V., Korikovsky, S. P., Putiš, M., Broska, I., Goltzman, Y. V. & Arakeliants, M. M. 1990: U-Pb, Rb-Sr and K-Ar dating of Sihla tonalites of Vepor pluton (Western Carpathians Mts.). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 4, 427 - 436.*

Biely, A. et al. 1992: Geologická mapa Nízkych Tatier (1:50 000). *GÚDŠ, Bratislava.*

Broska, I. & Petrík, I. 1993: Tonalit typu Sihla sensu lato: variský plagioklasovo-biotitický magmatit I-typu v Západných Karpatoch. *Mineralia slov., 25, 23 - 28.*

Burchart, J., Cambel, B. & Kráľ, J. 1987: Isochron reassessment of K-Ar dating from the West Carpathian crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 2, 131 - 170.*

Cambel, B., Kráľ, J. & Burchart, J. 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát. *Bratislava, Veda, 184.*

Cambel, B., Korikovskij, S. P. & Krist, E. 1992: Termodynamika metamorfných podmienok kryštalinika Západných Karpát. *Bratislava, vlastný náklad, 248.*

Dallmeyer, R. D., Neubauer, F. & Putiš, M. 1993: $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral age controls for the Pre-Alpine and Alpine tectonic evolution of nappe complexes in the Western Carpathians. *Excursion guide of PAEWCR Conference, Stará Lesná, 13 - 20.*

Fusán, O., Plančár, J., Ibrmajer, J. & Slávik, J. 1971: Reliéf podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 15, 47 - 54.*

Fry, A. 1979: Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics, 60, 89 - 105.*

Hobbs, B. E., Means, W. D. & Williams, P. F. 1976: An outline of *Structural Geology. J. Wiley & Sons, inc. New York, 571.*

Hók, J. & Hraško, L. 1990: Deformačná analýza západnej časti pohorelskej línie. *Mineralia slov., 22, 69 - 80.*

Hók, J., Kováč, P. & Madarás, J. 1993: Extenzná tektonika západného úseku stýčnej zóny gemerika a veporika. *Mineralia slov., 25, 172 - 176.*

Jakáľ, J., Feranec, J., Harčár, J., Lacika, J. & Urbánek, J. 1992: Využitie radarových záznamov v geomorfológii. *Mineralia slov., 24, 257 - 269.*

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

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

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

Klinec, A. 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria - stred, Nízke Tatry - východ (1:50 000). *GÚDŠ, Bratislava.*

Korikovskij, S. P. & Miko, O. 1992: Nízkoteplotné metasedimenty kraklovskej formácie veporického kryštalinika (Západné Karpaty). *Mineralia slov., 24, 381 - 391.*

Korikovsky, S. P., Putiš, M. & Boronikhin, V. A. 1992: Anchimetamorphism of Permian sandstones of the Struženík Group in Nízke Tatry Mts. *Geol. Carpath., 43, 97 - 104.*

Kováč, P. & Hók, J. 1993: Central Slovak Fault system - the field evidence of strike slip. *Geol. carpath., 44, 155 - 159.*

Kováčik, M. 1993: Metamorfný vývoj staršieho paleozoika vybraných oblastí kohútskej a krakľovskej zóny veporika. *In: Rakús, M. & Vozár, J. (red.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Zbor. ref. GÚDŠ Bratislava, 189 - 194.*

Kráľ, J. 1977: Fission track ages from some granitoid rocks in the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 2, 269 - 276.*

Krist, E. & Siegl, K. 1971: Geologicko-tektonické pomery JZ časti krakľovského a kráľovohoľského kryštalinika Veporíd. *Acta geol. geogr., Geol., 21, 45 - 67.*

Krist, E. 1977: Leptite rocks in the crystalline complex of the Central West Carpathians. *Acta geol. geogr., Geol., 32, 5 - 30.*

Kubíny, D. 1958: Poznámky o geológii, tektonike a metamorfizme veporíd južne od Hrona. *Geol. Práce, Spr., 12, 64 - 86.*

Lister, G. S. & Snoke, A. W. 1984: S-C mylonites. *J. Struct. Geol., 6, 617 - 638.*

Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. 1, Paleoalpínske jednotky. *Bratislava, Veda, 503.*

Maluski, H., Rajlich, P. & Matte, P. 1993: $^{40}Ar$ - $^{39}Ar$ dating of Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophysics, 223, 313 - 337.*

Marko, F. 1993: Kinematics of Muráň fault between Hrabušice and Tuhár village. *In: Rakús, M. & Vozár, J. (red.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Zbor. ref. GÚDŠ Bratislava, 253 - 261.*

Miko, O. 1981: Strednepaleozojskaja vulkanogenno-osadočnaja tolšča Janovogo gruňa v veporidnom kristallinikume Nízkych Tatr. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 465 - 474.*

Nemčok, M., Hók, J., Kováč, P., Marko, F., Madarás, J., Bezák, V. 1993: Tektonika Západných Karpát v terciéri. *In: Rakús, M. & Vozár, J. (red.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Zbor. ref. GÚDŠ Bratislava, 263 - 267.*

Nicolas, A. 1987: Principes of Rock Deformation. *D. Riedel Publishing Co., Holland, 208.*

Passchier, C. W. & Simpsan, C. 1986: Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol., 8, 831 - 843.*

Plančár, J., Filo, M., Šefara, J., Snopko, L. & Klinec, A. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 2, 7 - 144.*

Plašienka, D. 1981: Tektonické postavenie niektorých metamorfovaných mezozoických sérií veporika. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript - archív SAV Bratislava, 1-153.*

Plašienka, D. 1984: Príkrov Markušky - zvažujúci element veporika a gemerika? *Mineralia slov., 16, 187 - 193.*

Plašienka, D., Janák, M., Hacura, A. & Vrbatovič, P. 1989: Prvé údaje o kryštalinite illitu z alpínsky metamorfovaných hornín veporika. *Mineralia slov., 21, 43 - 51.*

Pospíšil, L., Bezák, V., Nemčok, J., Feranec, J., Vass, D. & Obernauer, D. 1989: Muránsky zlomový systém - významný príklad horizontálnych posunov v Západných Karpatoch. *Mineralia slov., 21, 305 - 322.*

Putiš, M. 1989: Štruktúrny a metamorfný vývoj kryštalinika východnej časti Nízkych Tatier. *Mineralia slov., 21, 217 - 224.*

Putiš, M. 1991a: Tectonic styles and Late Variscan - Alpine evolution of the Tatric - Veporic crystalline basement in the Western Carpathians. *Zbl. Geol. Paläont., 1, 181 - 204.*

Putiš, M. 1991b: Geology and petrotectonics of some shear zones in the West Carpathian crystalline complexes. *Mineralia slov., 23, 459 - 473.*

Putiš, M. 1992: Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. *Geol. Carpath., 43, 6, 369 - 380.*

Ramsay, J. G. & Huber, M. I. 1987: The techniques of modern structural geology. Vol. 2: Folds and fractures. *London Academic Press, 309 - 697.*

Sanderson, D. J. & Marchini, W. R. D. 1984: Transpression. *J. Struct. Geol., 6, 449 - 458.*

Shackleton, R. M. & Ries, A. C. 1984: The relation between regionally consistent stretching lineations and plate motions. *J. Struct. Geol., 6, 111 - 117.*

Simpson, C. & Schmid, S. M. 1986: An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull., 94, 1281 - 1288.*

Šefara, J. et al. 1987: Štruktúrno-tektonická mapa a geofyzikálno-geologická interpretácia hlbinnej stavby Západných Karpát. *GÚDŠ, Bratislava.*

Uhlig, V. 1903: Bau und Bild der Karpaten. *In: Bau und Bild Österreichs. Wien - Liepzig, 611 - 911.*

Vass, D., Hók, J., Kováč, P. & Elečko, M. 1993: Sled paleogénnych a neogénnych tektonických udalostí v juhoslovenských kotlinách vo svetle napäťových analýz. *Mineralia slov., 25, 79 - 92.*

Zoubek, V. 1928: Geologické studie z pohoří Veporu na Slovensku. *Věstník SGÚ, IV, 152 - 163.*

Zoubek, V. 1930: Geologické studie z kořenové oblasti subtatranské a zon sousedních jižne Podbrezové. *Věstník SGÚ, VI, 190 - 214.*

Zoubek, V. 1931: Tektonická skizza širšího okolí Brezna nad Hronom. *Věstník SGÚ, VII, 182 - 191.*

Zoubek, V. 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěrum minerálních zřídel. *Věst. SGÚ, XI, 85 - 115.*

Zoubek, V. 1957: Hranice gemerid s veporidami. *Geol. Práce, Zoš. 46, 38 - 43.*

# Structural characteristic of the middle part of the Pohorelá tectonic zone; Veporicum, Western Carpathians.

The Pohorelá fault zone is a comparatively narrow, linear structure with exposed lenght of approximately 40 km. It separates two subzones of the Veporic superunit of the Central Western Carpathians, built up by different pre-Alpine crystalline basement units. To reveal the kinematic character of this zone, its middle part in the lenght of about 20 km has been analyzed (Fig. 2, 4).

## *Mesostructural analysis*

### Foliations

The bedding planes $S_s$, schistosity $S_1$ and/or $S_0$, cleveage $S_2$ and C and fracture planes $S_3$ (Fig. 4, 5, 6, 7) have been studied.

The planes of original *bedding* $S_s$ in the Hron complex (lower, northern unit) and in metamorphic of the Kráľova hoľa complex (upper, southern unit) dip generally to the north.

The primary *metamorphic schistosity* $S_0$ originated during the Variscan progressive metamorphism and parallels the $S_s$ planes. Schistosity bears regional progressive metamorphic association: Qtz+Pl+Bt1+$Ms_1$±Grt. The foliations $S_s$ and $S_0$ also determine the orientation of planes of pre-Alpine metamorphic differentiation and migmatitization utilized by granitic mobilizates.

The secondary metamorphic schistosity is classed as *$S_1$ foliation*. $S_1$ planes are parallel to $S_s$ and $S_0$ foliations (Fig. 5, 6). They are the most conspicuous element of the planar fabrics, their spacing often corresponds to the grain size of the host rock. The $S_1$ planes are also marked by zones of intense blastomylonitization which is penetrative up to microdomains.

Alpine *cleveage* $S_2$ occurs in metamorphics, granitoids and low-grade metasediments (Fig.5, 6, 7). It is interpreted as being formed during the closing stages of brittle/ductile deformation accompanying the uplift of the Veporic unit. The $S_2$ planes bear greenschist facies: Ser+Chl+Ep+Carb+Ab+Qtz. Crenulation cleveage and kink bands were formed in less competent rocks with strong planar anisotropy. S-C mylonites reveal a younger extensional event reactivating older compressional thrust structures along the same planes in the crystalline basement and in its sedimentary cover.

The Alpine *fracture cleveage* $S_3$ forms in places a system of closely spaced discontinuities lacking features of recrystallization, except some newly-formed low-grade phyllosilicates. They are steeply dipping, (30 - 80°), roughly N-S oriented with deviations up to several tens degrees.

### Lineations

$L_1$ is lineation of syn-metamorphic microfolding of the similar folds $F_1$. It is coeval with formation of the $S_1$ and $S_0$ planes. $L_1$ trends ENE - WSW in the Hron complex and dips moderately (0-15°) to the E or W. On the contrary, $L_1$ trends ESE - WNW in the Kráľova hoľa complex, both in metamorphic and granitoid rocks. Accordingly, some differences exist in the main transport directions between the Hron and Kráľova hoľa complexes. In the neighbourhood of the Pohorelá line, the $L_1$ lineation is reoriented to the ENE - WSW direction along $L_2$ lineation. This indicates horizontal strike-slip (Shackleton and Ries, 1984) which, based on the meso- and microscopic kinematic indicators, may be regarded as sinistral.

$L_2$ is a mineral elongation lineation in the Alpine deformed rocks. It is genetically relied to the origin of $S_2$ planes. It apparently tredus E-W, being inclined 20 - 25° to the $L_1$ lineation. Moreover, the $L_2$ lineation makes more expressive the turn of younger lineations into E-W direction in both complexes and, especially, in younger sediments where the direction is prevalent.

$L_3$ - lineation of moderately to steeply plunging B-axes of *kink folds* $F_3$ developed under brittle/ductile to brittle conditions. Origination of kink bands is connected with slipping along the C planes. The orientation of $L_3$ lineation corresponds to that of the $L_2$ lineation.

The slickenside striae of determineable kinematics, signed as $L_{sl}$, are rare in the studied area.

### Folds

$F_0$ folds are scarce, open, decimetric to metric curvatures of $S_s$ bedding planes.

Symmetamorphic mesofolds $F_1$ of $S_1$ or $S_0$ surfaces have an amplitude in order of dm-m. They are mostly similar to concentric, in migmatites and migmatitized gneisses often asymmetric ptygmatitic with cm amplitudes.

$F_2$ are folds of $S_2$ planes of Alpine phyloniti zation and mylonitization, occuring as „dead" intrafolial folds with axes parallel to the lineation. Huge domains may be marked by quartz segregations and are often sheared off by C and $S_3$ planes. They are either compressed $F_1$ folds, or originated by intrafolial folding of $S_2$ planes in zones of concentrated deformation in neighbourhood of overthrust planes.

Kink folds $F_3$ are products of a transversal fault-bounded tectonics in a general N - S direction. They are either simple flexures, or conjugate flexures of a kink-band type, to tight accordeon or chevron folds. Different S planes are deformed.

## *Microstructural analysis*

Frequent kinematic indicators including the S-C tectonites determine sinistral movement along the Pohorelá shear zone in a several tectonic regime.

Based on the strain ellipsoids in the Flinn diagram (Fig.9) and

on an average value of k = 0.327, the noncoaxial flattening strain dominated, whereby part of samples falls into the field of unaxial shortening (pure shear) and part into the field of plane strain (simple shear). The sidewalls of the Pohorelá line show features of transpression with sinistral sense of movement. The x-axis of the finite strain elipsoid points to the WNW - ESE tectonic transport direction, being changed to the transpressional ENE - WSW direction along the Pohorelá line.

Diagrams of the quartz c-axes fabrics indicate low- temperature basal glide in quartz crystals. In the Flinn diagram, the maxima concentrated near the z-axis (oblate type) reveal the flattening strain of values about 0.2 - 0.5 (Fig. 9).

### *Deformation evolution*

The Hercynian deformation record is probably conserved only in relics of high grade gneissic, migmatitized and amphibolitic rocks as asymmetric folds fixed by granitization along the bedding planes $S_s$ and schistosity $S_é$. Predictable Hercynian structures are best preserved in the metamorphic mantle of granitoids in the SE part of the mapped area, as well as in some parts of the Beňuš paragneisses. Older structural elements were incorporated into the Alpine structural pattern.

*$D_0$ stage* records the Carboniferous - Early Permian extension. Variscan and/or older foliations were fixed by granitoid intrusions.

*$D_1$ stage* reflects folding of $S_s$ and $S_0$ planes. It led to the origin of Alpine regional mineral association and development of $S_1$ planes and associated structures ($L_1$, $F_1$?) in metamorphic rocks. It can be dated as Late Jurassic to Early Cretaceous - i.e. within the Late Kimmerian orogenic phase. Stage $D_1$ had the most conspicuous influence on structural pattern of the area under consideration, and transformed older structures into Alpine structural plan. To the end of the $D_1$ stage, the Kráľova hoľa complex was probably thrust over the paraautochtonous Hron complex and its frontal parts were folded in the form of anticline. Contemporaneously, regional blastomylonitic zones are developed in granitoids. The mylonitic neomineralization originated in temperatures of 350 - 420 °C, as determined from thermodynamic calculations using analyses of $Bt_2$, Chl, Ser. In the present state, this stage modified the course of the Rimava overthrust fault as a plane of approaching of different basement complexes. It cannot be excluded that founding of the Poherelá listric reverse fault occured at this time as well.

During the *$D_2$ stage*, cleveage $S_2$ and related lineation and folds ($L_2$, $F_2$) formed under brittle/ductile conditions in an extensional tectonic regime. The transition from ductile to brittle deformation in decreasing temperatures is documented not only by structural, mineralogical and petrological data, but by geochronological measurements as well. In the crystalline basement, blastomylonitization is dated by different methods to 84 - 94 Ma (Dallmeyer et al., 1993, Maluski et al., 1993). During this stage, the final form of the Pohorelá line was achieved. Thus generally, the Pohorelá fault zone evolved as a thrust system in early Alpine times and later, during mid-Cretaceous, it was inversed to an extensional structure, with extension being active mainly on C planes. Therefore, the originally reverse faults have the final downthrow (normal) character.

The *$D_3$ stage* involves brittle deformation during the uplift of Veporic domain which is recorded by the FT datings of apatites during passing the 100 °C isograd 53 ± 7 to 89 ± 10 Ma ago (Kráľ, 1977). The uplift and denudation of the crystalline basement was quite rapid, as revealed by its overriding by unmetamorphosed Muráň nappe during the Late Cretaceous. The stage comprisses brittle structures, as fractures $S_3$ and slickenside striae $L_4$, which are a mixture of populations unrelated in time, however. In the case of missing time markers, brittle structures cannot be analysed properly. Neverthless, the comparison with evolution of neighbouring areas, e.g. the SE sector of the Pohorelá line and western part of the Veporic - Gemeric contact zone (Hók et al., 1993), implicates the leading role of an extensional regime and left-lateral slip along the already existing cleavage planes within the Pohorelá fault zone during the Late Cretaceous and Paleogene.

Owing to the lack of suitable kinematic indicators in the brittle deformation field, further evolution of the Pohorelá line may be reconstructed from circumstandial evidence only. Faults of a similar direction in the Neogene basins located SW of the Veporic block can be assumed. During the Neogene, the paleostress field showed the general NE - SW compression and NW - SE extension in the Central and Inner Western Carpathians (Vass et al., 1993, Kováč and Hók, 1993, Marko, 1993). Under such stress conditions, oblique-slip sinistral faults of NE - SW direction originated and/or were reactivated. The Pohorelá fault system fits in this scheme.

Contemporaneously and lates, faults of NW - SE and NNE - SSW trends were active, playing an important role in the youngest stages. This is also supported by analysis of Radar imageries of the area of the Sarmatian stratovolcano Poľana Mts. in SW prolongation of the Pohorelá tectonic system (Jakál et al, 1992).

*Mineralia slovaca, 26 (1994), 192 - 196*

# Geologická stavba rázdielskej časti Tríbeča - nové poznatky a diskusia

JOZEF HÓK, JÁN IVANIČKA a MARTIN KOVÁČIK

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

*(Doručené 29.9.1993, revid. verzia doručená 16.3.1994)*

**Geological structure of the Rázdiel part of the Tríbeč Mts.: new knowledge and discussion (Western Carpathians)**

Complexes of granitoids, Early Paleozoic metasediments (micaschists and phyllites), both with amphibolite bodies and Late Paleozoic envelope sediments in the mutual thrust position have been defined. The problems of genesis and metamorphism of the chosen amphibolitic type are discussed. Thrusting was realized from SE - ESE to NW - WNW direction during the Alpine orogeny. According to tectonic and geological structure, the investigated area belongs to the hinterland of the Krížna nappe.

**Key words:** West Carpathians, Tríbeč Mts., basement complexes, thrusting, root zone.

## Úvod

Tríbeč tvorí hrast smeru SV - JZ priečne rozdelený na zoborskú a rázdielsku časť. Južnejšiu, zoborskú časť budujú granitoidné horniny a imbrikovaná mezozoická obalová sekvencia. Na geologickej stavbe rázdielskej časti sa zúčastňujú predpermské metamorfované horniny, granitoidy a stratigraficky redukovaná obalová sekvencia s výrazne zastúpeným permským bazálnym súvrstvím, krížňanský a chočský príkrov.

Základná koncepcia geologickej stavby Tríbeča je vyjadrená v geologickej mape v mierke 1:50 000 (Biely, 1974). Geologickou stavbou kryštalinika rázdielskej časti sa zaoberal najmä Krist (1971), Kamenický (in Maheľ et al., 1967), Rekošová (1987), Kopál (1989), Ivanička a Hók (1992), Ivanička et al. (1992) a Krist et al. (1992).

Táto práca stručne podáva najnovšie poznatky o geológii a tektonike severovýchodnej časti Tríbeča.

## Geologické pomery

V kryštaliniku rázdielskej časti sme na základe podrobného geologického mapovania spojeného s litologicko-petrografickým a štruktúrnym štúdiom vyčlenili dva základné horninové komplexy: komplex metasedimentov a komplex granitoidov (obr. 1).

Komplex metasedimentov zastupujú chloriticko-muskovitické svory a sericiticko-(muskoviticko)-chloritické fylity, často s obsahom organickej hmoty. Vystupujú v centrálnej časti rázdielskeho bloku a sú pravdepodobne jeho najstarším členom. Zistené spoločenstvo palynomorf svedčí o veku vrchný silúr - spodný devón (Planderová in Ivanička et al., 1992). Komplex metasedimentov je produktom hercýnskej regionálnej progresívnej metamorfózy (Ivanička et al., 1992).

Hojne zastúpené telesá viacerých petrografických variet amfibolitov (Ivanička et al., l. c.) vystupujú hlavne v komplexe metasedimentov, aj keď sa vo východnej oblasti rázdielskeho bloku priestorovo viažu s viacerými typmi vyčlenených granitoidov.

V hornej časti Uhrovskej doliny sa v leukokratných granitoch nachádzajú telesá sivozelených hornín, ktoré posudzujeme ako intermediálny vulkanický až subvulkanický derivát - biotitický paleoandezit až leukokratný dioritový porfyrit. Predpokladáme, že ide o horniny permského veku, ktorými sa zaoberá Ďurovič et al. (1992).

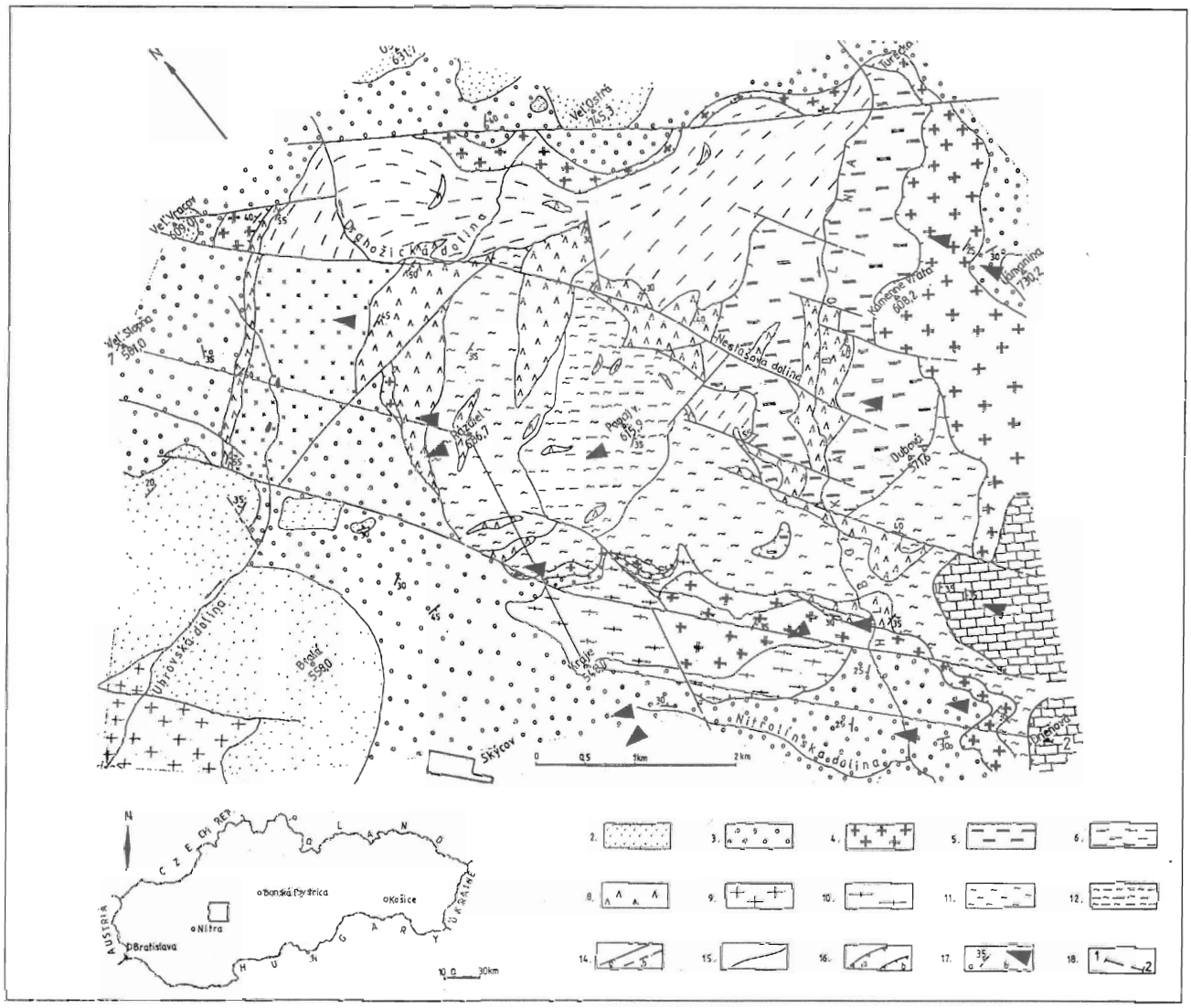
Komplex granitoidov zastupujú viaceré typy, ktoré sa vzájomne odlišujú hlavne textúrnymi znakmi a pozíciou, podľa čoho sme ich kartograficky vyčlenili (obr. 1).

Predbežné geochemické štúdium ukazuje, že sú to prevažne leukokratné granity. Mylonitizované bázickejšie typy patria granodioritom, ktoré sú petrograficky podobné granodioritom zoborského bloku, podobne ako jemnozrnné až hrubozrnné leukokratné granity, ktoré z rázdielskeho bloku kontinuálne pokračujú do zoborského bloku, kde predstavujú mladší acidný diferenciát základného hrubozrnného biotitického granodioritu až tonalitu (Ivanička et al., 1992).

Ďalšie typy granitoidov sa vyskytujú len v rázdielskej časti a sú typické výskytom amfibolitových telies.

Jemnozrnné leukokratné granitoidy s cukrovitou textúrou a strednozrnné leukokratné granitoidy s páskovanou textúrou sa doteraz z veľkej časti pokladali za permské arkózy.

Porfyrické granitoidy s usmernenou textúrou sú charakteristické deformovanými porfyrickými výrastlicami živcov. Hornina je tektonicky intenzívne prepracovaná a živce majú často tvar pretiahnutých šošoviek až pásikov, čo bolo zrejme príčinou, že sa spolu s ostatnými typmi granitoidov rázdielskej časti označovali ako migmatity (Krist, 1971), resp. migmatitizované ruly a synkinematické migmatity, stromatity až nebulity (Krist et al., 1992). Rekošová (1987)

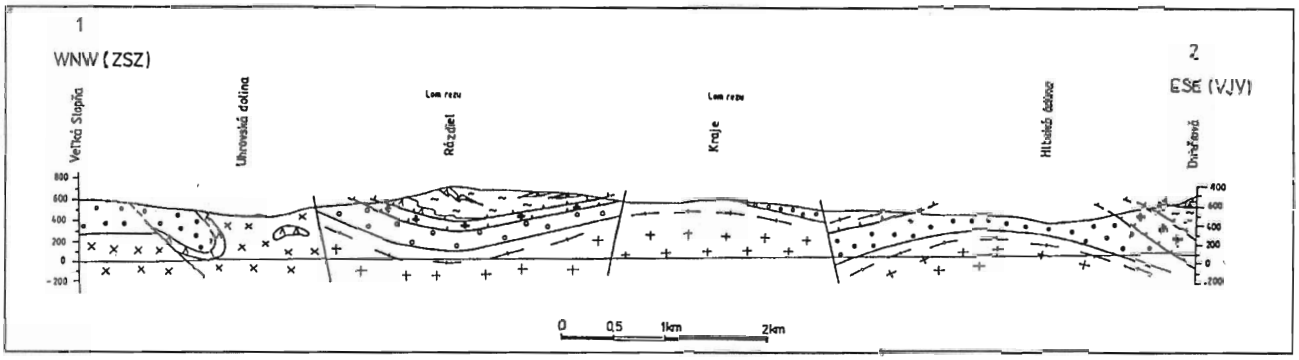



Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa skúmanej oblasti (Ivanička a Hók). 1 - krížňanský príkrov, nečlenený (spodný trias - kriedа), (2 - 3 - obalová sekvencia), 2 - lužnianske súvrstvie (kvarcity) - spodný trias, 3 - skýcovské a slopnianske súvrstvie (arkózy a bridlice) - perm, 4 - strednozrnné mylonitizované granodiority, 5 - porfyrické granitoidy s usmernenou textúrou, 6 - strednozrnné leukokratné granitoidy s páskovanou textúrou, 7 - jemnozrnné leukokratné granitoidy s cukrovitou textúrou, 8 - amfibolity, 9 - jemnozrnný - hrubozrnný leukokratný granit, 10 - deformovaný leukokratný granit, 11 - chloriticko-muskovitické svory, 12 - sericiticko-(muskoviticko)-chloritické fylity, 13 - biotitický paleoandezit - leukokratný dioritový porfyrit, 14 - zlomy, a - overené, b - predpokladané, 15 - geologické hranice, 16 - tektonické línie, a - príkrovové, b - presunové, 17 - a - smer sklonu, b - smer presunu, 18 - línia geologického rezu.

Fig. 1. Simplified geological map of the investigated area (Ivanička and Hók). 1 - Krizna nappe undivided (Lower Triassic - Cretaceous), (2 - 3 - envelope unit), 2 - The Lúžna formation (quarzites) - Lower Triassic, 3 - The Skýcov and the Slopňa formations (arkose and shales) - Permian, 4 - medium-grained mylonitized granodiorits, 5 - tectonic pattern porphyritic granitoids, 6 - medium-grained banded leucocratic granitoids, 7 - sugary structure fine-grained leucocratic granitoids, 8 - amphibolites, 9 - fine to coarse grained leucocratic granites, 10 - tectonic pattern leucocratic granites, 11 - chlorite-muscovite mica shist, 12 - sericite-(muscovite)-chlorite phyllite, 13 - biotite paleoandezite - leucocratic diorite porphyry, 14 - faults, a - supposed, b - verified, 15 - geological boundaries, 16 - tectonic lines, a - nappe, b - thrust, 17 - a - dip direction, b - displacement direction, 18 - location of the geological profile.

a Kopáľ (1989) tento typ granitoidov interpretovali ako ortoruly, resp. okaté ruly. Podobne Méres a Hovorka (1992) vyčlenili v sv. časti Tríbeča albitovomikroklínové ortoruly, ktorých protolit predstavujú kyslé vulkanity a ich klastiká. V rámci niektorých leukokratných variet sa táto predstava lokálne nedá vylúčiť, ale zaradenie všetkých typov granitoidných hornín rázdielskeho bloku do uvedenej genézy je ťažko akceptovateľné. Nazdávame sa, že označenie deformovaný porfyrický granitoid lepšie vystihuje genézu tohto typu hornín.

Obalovú sekvenciu tvoria bazálne členy permu - skýcovské súvrstvie, ktoré je charakteristické prevahou klastík typu arkóz, arkózových aj živcových drôb s vložkami zlepenca, a novovyčlenené slopnianske súvrstvie (Vozár a Vozárová in Ivanička et al., 1992), charakteristické prevahou fialovej




Obr. 2. Geologický profil pozdĺž línie A - B. Vysvetlivky ako pri obr. 1.
Fig. 2. Geological cross - section along A - B line. Explanations see Fig. 1.

bridlice. V nadloží sú vyvinuté kvarcity spodnotriasového lužnianskeho súvrstvia a karbonáty stredného triasu.

Krížňanský príkrov je zastúpený zliechovským vývojom so stratigrafickým rozpätím spodný trias až alb. Strednotriasový gutensteinský vápenec prechádza do nadložia, ale aj laterálne do svetlosivého, bieleho a béžového vápenca. V iných častiach Západných Karpát sa v rovnakom stratigrafickom horizonte s podobným vývojom nestretávame.

Chočský príkrov, reprezentovaný čiernovážskou sekvenciou, sa v rázdielskej časti vyskytuje vo veľmi obmedzenom rozsahu.

## Tektonické pomery

Z geologického mapovania vyplýva, že superpozične najspodnejšiu štruktúru v rázdielskej časti tvoria leukokratné granitoidy so sedimentmi obalového permu a spodného triasu vo svojom priamom nadloží.

Nad touto horninovou sukcesiou v tektonickej pozícii leží nad sebou postupne strednozrnné mylonitizované granodiority, komplex metasedimentov, porfyrické granitoidy a znovu nasledujú mylonitizované granodiority spolu s horninami permu a spodného triasu. Krížňanský príkrov ako samostatná tektonická jednotka leží diskordantne na obalovej jednotke, resp. priamo na kryštaliniku.

Pohybové markery indikujú presun komplexov kryštalinika, sedimentov permu a mezozoika generálne z JV až VJV na SZ až ZSZ (obr. 1). Podobné smery presunu zistila v kryštaliniku aj Rekošová (1987) a Kopál (1989). Preto usudzujeme, že tektonická stavba rázdielskeho bloku je výsledkom alpínskych tektonodeformačných procesov. Tento predpoklad podporuje aj pozícia sedimentov permu, ktoré sú zahrnuté do imbrikovanej stavby kryštalinika.

Z tektonického hľadiska možno územie rozdeliť na dve tektonické úrovne. Spodnú - budovanú imbrikovaným kryštalinikom a obalovou sekvenciou a hornú - budovanú krížňanským príkrovom.

Podobnú geologickú stavbu má oblasť hodrušsko-štiavnického hrastu. Analogická je najmä pozícia deformovaných porfyrických granitoidov na kryštalických bridliciach. Horninová sukcesia reprezentujúca krížňanskú jednotku vystupuje ako subautochtón ležiaci, na rozdiel od rázdielskeho bloku, výlučne na granitoidoch. V tejto oblasti sa skúmali foliačné a lineárne prvky v mezookrsku aj mikrookrsku. Zo zhodnotenia výsledkov rezultuje jednotný deformačný plán v horninových súboroch mezozoika a kryštalinika. Územie vykazuje štýl duplexnej tektoniky s alpínskymi presunmi od SV na JZ, resp. od VSV na ZJZ (Hók in Konečný et al., 1990).

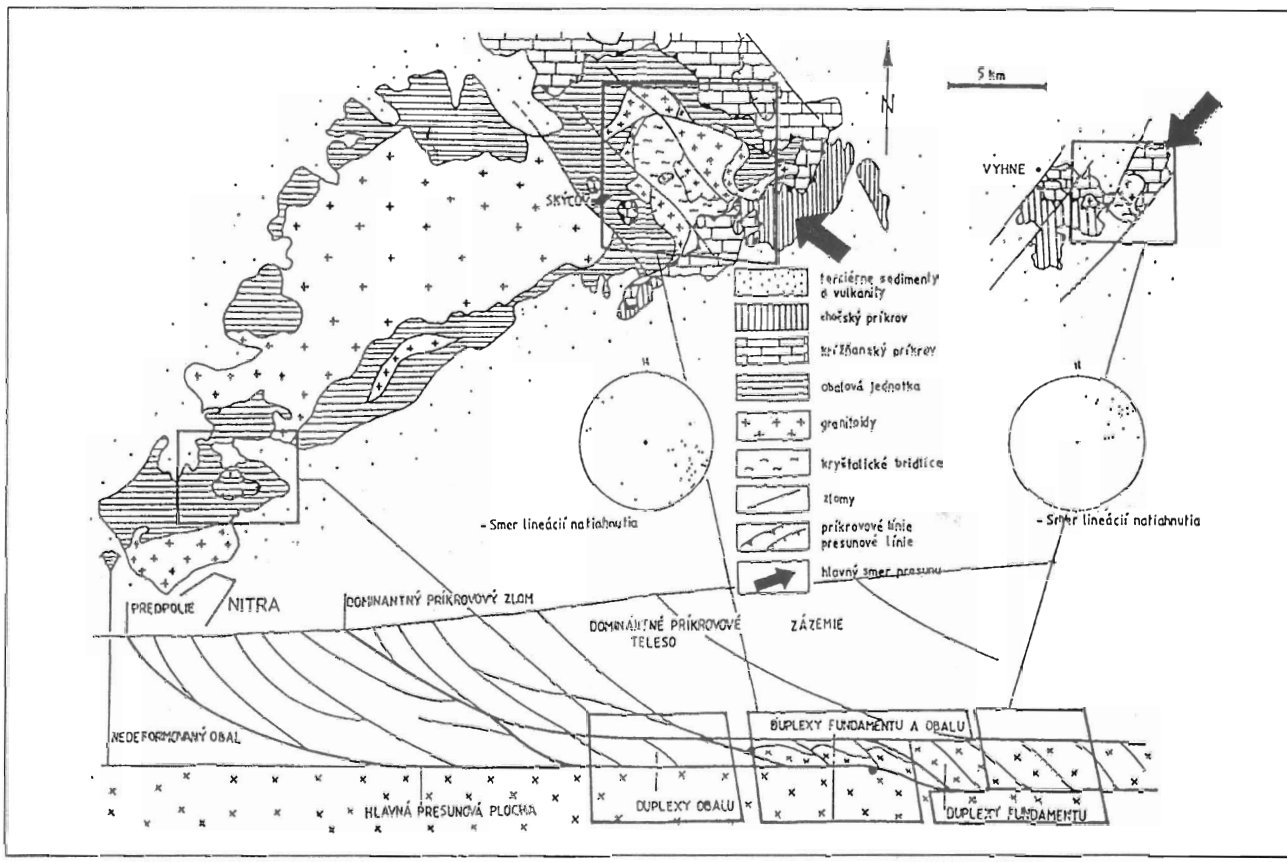
Horniny kryštalinika hodrušsko-štiavnického hrastu sú pokračovaním severných zón veporika (Krist a Burian, 1971; Karoľus a Miko, 1975). Na severné zóny veporika blízke koreňovým zónam krížňanského príkrovu poukazuje aj subautochtónna pozícia mezozoika krížňanskej jednotky v podloží chočského príkrovu. Analogické horniny v podobnej superpozícii vystupujú v rázdielskom bloku Tríbeča a zastihol ich aj vrt GK-13 pri Novej Bani (Karoľus a Miko, 1975).

Podľa konfigurácie a vzťahu základných geologických jednotiek predpokladáme (obr. 3), že rázdielska časť Tríbeča predstavuje zázemie krížňanského príkrovu, ktoré je blízke oblasti s jeho autochtónnou (subautochtónnou) pozíciou. Hodrušsko-štiavnický hrast by predstavoval oblasť, kde sa na tektonickej stavbe zúčastňujú len duplexy kryštalinika a krížňanská jednotka má ešte funkciu obalu. Naproti tomu zoborská časť Tríbeča je územím, v ktorom tektonickú stavbu reprezentujú len duplexy obalu a pôvodne bola prekrytá krížňanským príkrovom. Tento predpoklad by vysvetľoval metamorfózu obalového mezozoika zoborského bloku Tríbeča.

## Diskusia

Geologická stavba rázdielskej časti Tríbeča je výsledkom predovšetkým alpínskej tektonodeformačnej etapy. K tomuto predpokladu nás vedie temer úplná absencia štruktúr, ktoré by preukázateľne boli smerovo, štýlom deformácie a metamorfne odlišné od jednotného tektonodeformačného plánu postihujúceho kryštalinikum aj mezozoikum (resp. mladšie paleozoikum). Výnimku tvoria štruktúry plastickej budináže z amfibolitov v Hlbokej doline, ktoré vznikali pri subvertikálnom stlačení a predstavujú produkt koaxiálnej deformácie. Na túto deformáciu sú naložené nekoaxiálne - alpínske deformácie.

Podľa Krista et al. (1992) rázdielsku časť Tríbeča buduje izoklinálna vrásovo-strižná megaštruktúra upadajúca na




Obr. 3. Zjednodušená geologická mapa širšieho okolia skúmanej oblasti a idealizovaný profil násunového pásma (podľa Boyera a Elliotta, 1982) s vyznačením polohy štruktúrnych oblastí, hlavných presunových smerov a smerov lineácie natiahnutia. Krížňanský príkrov predstavuje dominantné príkrovové teleso. Chočský príkrov nie je v profile zobrazený.

Fig. 3. Simplified geological map of the broad area of the investigated region and idealized sketch of the thrust belt (after Boyer and Elliot, 1982) with positions of the particular structural domains, main thrust displacement and the stretching lineations direction. The Krížna nappe is the dominant thrust sheet. The Choč nappe is not shows in the profile.

SV, v ktorej jadre vystupujú metasedimenty a ramená sú z granitoidov. Túto megaštruktúru by mali prekrývať sedimenty mladšieho paleozoika a mezozoika, ktoré nie sú inkorporované do stavby kryštalinika a ktorých postavenie by malo potvrdzovať hercýnsky vek megavrásovej štruktúry kryštalinika.

Geologickým mapovaním sa nám tento názor nepodarilo potvrdiť a takáto pozícia hornín permu a triasu obalovej sekvencie navyše nevyplýva ani z mapy, ktorú autori prezentujú (c. f. Krist et al., 1992, obr. 33, 34). Ale zaujímavé je, že do imbrikovanej stavby sú zakomponované iba permské sedimenty. Pravdepodobne tu významnú úlohu zohral reologický kontrast na hranici skýcovského a slopnianskeho súvrstvia permu.

Z amfibolitového telesa v Drahožickej doline opísal Hovorka a Méres (1990) enklávy granatických metabazitov s klinopyroxénovými symplektitickými štruktúrami, ktoré pokladajú za retrográdne metamorfované relikty eklogitizovaného gabra. Keďže ide o prvý objav vysokotlakovej metamorfózy v kryštaliniku Západných Karpát, vyvolal zaslúženú pozornosť a bol podrobený konštruktívnej kritike (Radvanec, 1992).

Petrografické štruktúry zriedkavejšie sa vyskytujúcich granatických amfibolitov, minerálne a chemické zloženie amfibolu, ako aj nevýrazná zonálnosť granátu naznačujú lokálne dosiahnutie amfibolitovej fácie v procese regionálnej metamorfózy. V amfibolitovom telese nemožno vylúčiť aj lokálnu tufitickú prímes, ktorá sa prejavuje v skoršej tvorbe granátu a amfibolu (Abbot, 1982). Pravdepodobnou je aj úvaha o primárne viac frakcionovanej magme, ktorej zloženie vedie k tvorbe granatických amfibolitov (Raumer et al., 1990). V obidvoch prípadoch regionálna metamorfóza barrowianskeho typu nemusí prekročiť fáciu zelených bridlíc.

Z petrografických pozorovaní ďalej vyplýva, že okrem granátu ostatné horninotvorné minerály podliehli premenám a rekryštalizácii. Granát je silno korodovaný kyslým plagioklasom, ale aj zelenohnedým amfibolom zhruba obdobného zloženia, ako uvádza Hovorka a Méres (1990). Kyslý plagioklas zafláča i amfibol a mal poviedla vývoja epidotu, kremeňa, chloritu a muskovitu široký kryštalizačný chapazón. Z hľadiska injekčno-metasomatických zmien ide o otvorený systém, preto je málo pravdepodobný izochemický rozklad omfacitu na albit a klinopyroxén, aký autori navrhujú.

Zo štúdia symplektitov po omfacite vychodí, že drobné klinopyroxény obsahujú aspoň 10 % jadeitovej zložky (napr. Joanny et al., 1991), zatiaľ čo analyzovaný klinopyroxén z Tríbeča neobsahuje temer nijaký sodík. Podobne ako Radvanec (1992) predpokladáme, že z naznačenej minerálnej asociácie metabazitu (Hovorka a Méres, 1990) existencia vysokotlakového prekurzora nevyplýva.

Pravdepodobnejšie je, že tvorbu drobného klinopyroxénu možno spájať s lokálnymi kontaktnoinjekčnými účinkami granitu na metamorfovaný vulkanosedimentárny plášť. Na rozsiahlejšiu migmatitizáciu parametamorfitov upozornil už Krist (1971). Práve na styku granitu a veľkého amfibolitového telesa sa v Drahožickej doline našli leukokratné pegmatitové variety s rekryštalizovanými amfibolmi veľkými 2 - 3 cm. Druhá fáza hercýnskej metamorfózy bola spätá s granitizáciou a má v regionálnom meradle retrográdne prejavy so širšími teplotnými a metasomatickými variaciami. V zónach zvýšeného tepelného toku, hlavne na kontaktoch s granitom, získava druhá metamorfná udalosť progresívny ráz. V amfibolitoch sa spozoroval vývoj novotvoreného amfibolu alebo alochemického plagioklasu oligoklasovo-andezínového zloženia, príp. biotitu.

## Záver

Záverom možno konštatovať, že rázdielsku časť Tríbeča geologicky buduje komplex granitoidných hornín, progresívne metamorfity typu svorov až fylitov a amfibolity. Obalovú jednotku zastupujú permské a stratigraficky redukované mezozoické horniny. Na geologickej stavbe sa ďalej zúčastňuje krížňanský a chočský príkrov. Tektonicky územie buduje niekoľko imbrikovaných telies kryštalinických hornín a obalovej jednotky presunutých generálne z JV - VJV na SZ - ZSZ. Geologickou stavbou je územie blízke koreňovým zónam krížňanského príkrovu.

*Poďakovanie.* Článok vznikol z potreby zoznámiť širšiu geologickú komunitu s výsledkami prác vykonaných v rámci štátneho projektu Regionálny geologický výskum Slovenskej republiky. Na terénnych prácach sa zúčastnil aj RNDr. J. Greguš, CSc., RNDr. J. Határ, CSc., a RNDr. J. Vozár, CSc. Za pripomienky, ktoré pomohli zlepšiť úroveň článku, ďakujeme RNDr. D. Plašienkovi, CSc., a RNDr. P. Uherovi, CSc.

## Literatúra

Abbot, R. N. 1982: A petrogenesis grid for medium and high grade metabasites. *Amer. Mineralogist, 67, 865 - 876.*

Biely, A. 1974: Geologická mapa Tríbča 1:50 000. *GÚDŠ Bratislava.*

Boyer, S. E. & Elliot, D. 1982: Thrust systems. *AAPG Bull., 66, 9, 1196 - 1230.*

Ďurovič, V., Korikovskij, S. P., Laputina, I. P. & Ďurovičová, M. 1992: Propylitizované bazalty a plagidacity z permských metasedimentov Tríbeča. *Mineralia slov., 24, 407 - 412.*

Hovorka, D. & Méres, Š. 1990: Klinopyroxenicko-granatické metabazity Tríbeča. *Mineralia slov., 22, 533 - 538.*

Ivanička, J. & Hók, J. 1992: Nové poznatky o geologickej stavbe rázdielskeho bloku Tríbeča. *Geol. Práce, Spr. 94, 67 - 68.*

Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Greguš, J., Kováčik, M., Vozár, J., Vozárová, A., Kernáts, G., Nagy, A., Brlay, A., Vranovská, A. & Jánová, V. 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000 list Partizánske (35 - 423). *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 95.*

Joanny, V., Roermund, H. & Lardeaux, J. M. 1991: The clinopyroxene plagioclase symplectite in retrograde eclogites: a potential geothermobarometer. *Geol. Runds., 80, 2, 303 - 320.*

Karolus, K. & Miko, O. 1975: Kryštalinikum v podloží neovulkanitov Pohronského Inovca pri Novej Bani. *Geol. Práce, Spr., 61, 165.*

Konečný, V., Lexa, J., Hók, J., Vozár, J. & Vozárová, A. 1990: Geologická stavba centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 9 - 25.*

Kopál, I. 1989: Geológia, petrografia a petrotektonika kryštalinika razdielskej časti Tríbeča. {Dipl. práca.} *Manuskript - archív UK Bratislava.*

Krist, E. 1971: Geologico-petrographical relations of the NE part of the Tríbeč Mts. crystaline complex. Acta geol. geogr. *Univ. Comen., Geol., 21, 11 - 43.*

Krist, E. & Burian, J. 1971: Geologico-petrographical relations of the crystalline complex in the neovolcanite basement in the area of Banská Štiavnica. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 21, 129 - 149.*

Krist, E., Korikovskij, S. P., Putiš, M., Janák, M. & Faryad, S. W. 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathian crystaline complex. *Vyd. UK Bratislava, 5 - 324.*

Maheľ, M., Kamenický, J., Fusán, O. & Matejka, A. 1967: Regionální geologie ČSSR. II. Západní Karpaty, 1. *Acad. Praha, 7 - 495.*

Méres, Š. & Hovorka, D. 1992: Albite-microcline orthogneisses of the Tríbeč Mts. *Mineralia slov., 24, 349 - 356.*

Radvanec, M. 1992: Pripomienky a odpovede k článku „Klinopyroxenicko-granatické metabazity Tríbeča." *Mineralia slov., 24, 167 - 170.*

Rekošová, G. 1987: Geologicko-strukturní poměry v okolí Brezova v severovýchodní části pohoří Tríbeč. {Dipl. práca.} *Manuskript - archiv UK Praha.*

## Geological structure of the Rázdiel part of the Tríbeč Mts.: new knowledge and discussion

The Tríbeč Mts. are one of typical core mountains of the Central West Carpathians. They forma NE - SW elongated Neogene horst structure divided into two parts. The southwestern Zobor part is built up of granitoids and the Mesozoic envelope unit only. The Rázdiel part is the northeastern area of the Tríbeč Mts.

The Rázdiel part is built up mostly of pre-Alpine complexes of metasediments, amphibolites and granitoids, Permomesosoic envelope unit, the Krížna and Choč nappes. The complex of metasediments includes Hercynian progressively metamorphosed rocks, mainly mica shists and phyllites, somewhere with bituminous admixture and numerous amphibolite bodies. The assemblage of palynomorphs allows to specify their Early Paleozoic age. The complex of granitoids includes varied petrological and structural types of granitoid rocks unequally tectonicaly affected. Besides the complex of metasediments, amphibolitic bodies are present also inside leucocratic types of granitoids. Various types of amphibolites have been distinguished based on features of primary magmatic differentiation, presence of sedimentary admixture, retrograde alteration etc. The peak of regional metamorphism reached the uppermost part of greenschist facies, whereas the second metamorphic event exhibits mostly retrograde effect. No evidence of an older high - pressure metamorphism has been ascertained by this study.

The envelope unit predominantly consists of Permian sediments (variegated arkoses and shales), quartzites of the Lower Triassic age and rare occurrences of Middle Triassic limestones. The Krížna and Choč nappes are in a tectonic superposition on the Tatric envelope unit and crystalline basement as well. The investigated area includes two main different tectonic levels. The lower one consists of duplexes including the crystalline basement and Permian sediments. The upper one - consists of the Krížna and Choč nappes. The geological and structural pattern refers to a hinterland position of the Krížna nappe in the Rázdiel part of the Tríbeč Mts.

*Mineralia slovaca, 26 (1994), 197 - 205*

# Melanites in ceramic products from the waste - brown mud

MARIAN DYDA[1], LADISLAV ŠTEVULA[2], JÁN MADEJ[3], DANA FRŤALOVÁ[2] and JOZEF KRIŠTÍN[4]

[1]Department of Mineralogy and Petrology, Comenius University, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Institute of Inorganic Chemistry, Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9., 842 36 Bratislava
[3]BETON VUIS Co., Ltd., Lamačská 8, 817 16 Bratislava
[4]Central Laboratory for X-ray Microanalysis and Electron Microscopy, Faculty of Sciences, Comenius University, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

*(Received by February 8, 1994)*

**Abstract**

Through sintering and annealing to about 1100 °C, interaction occurs in mixtures made from original or dealkalised brown mud and silica (quartz, silica fume) in various weight ratios in the range of 10 - 30 wt.% $SiO_2$. Depending on the compression of mixtures , temperature and time of annealing, melanites ($a_o$ = 12.058 - 12.056; $D_{calc.}$ = 3.825 - 3.862 ; $R.I._{calc.}$ = 1.951 - 1.970 ) arise in andradite-schorlomite solid solution series. This interaction was followed by X-ray diffraction analysis, scanning electron microscopy, microprobe analysis and petrographical observations. The results obtained ascertain the formation of crystalline, porous and glazy to fully vitreous, very hard technological products.

**Key words:** brown mud (waste material), ceramics, garnets, melanites, sintering, synthesis, thermal treatment

## Introduction

The production of aluminum oxide by dry procedure in Aluminum Works Žiar nad Hronom generates annually about 250 000 tons of technological waste solid material - brown mud. This possibly as by-product has not been utilized up till now. All the production of this waste is stored, pilled up rising to problems with devastation of environment, dusting in air and life environment and penetrating to underground waters. Accordingly, this material makes some problems not only to the producer but to the inhabitants in the country side as well (Slahučka, 1981; Brokeš and Štibrányová, 1993; Bilik and Madej, 1993).

During the last years many experiments have been realised to attest the convenience for employing the waste such as red mud and brown mud as a cement component (Filippo, 1989; Smorgunenko and Utkov, 1979; Péra and Momtazi, 1992), concrete aggregates after its calcination and as a starting raw material in mixtures for bricks manufacturing (Paščenko et al., 1977; Armitphale and Patel, 1987 ; Knight et al., 1986).

There were also some attempts to utilise the brown mud as a base material for preparation of ceramic products by heat treatment of various brown mud mixtures. Some experiments were focused on the obtaining of ceramic materials with technological properties of garnet group minerals (Austin, 1991).

A preparation of abrasive material by short time annealing of brown mud and quartz mixtures may have some commercial importance. The other feasibility considered would be the crystallites production with the „half-gem" physical and technical properties so required by industry. The experiments utilising the brown mud for ceramic purposes simultaneously confirm the formation of different artificial minerals. A sintering of mixtures from brown mud and quartz in various mass proportions at temperatures 1050 - 1130 °C produced andradite- melanite-schorlomite solid solutions. Such ceramic materials exhibite excellent technological properties, especially hardness.

## Garnets - general characterization

Natural melanites $Ca_3(Fe_3 + Ti)_2Si_3O_{12}$ belong to the garnet group and are almost ubiquitous with various Ti, Al, Mg, Fe, Cr content forming solid - solution series. Natural occurence of melanites is mostly connected with silica deficient environment often in paragenesis with nepheline, leucite and sodalite-group minerals in alkaline igneous rocks. Less frequently in titanium-rich skarns and thermally metamorphosed impure limestones (Deer et al., 1962; Nováček, 1931; Pichler and Schmitt-Riegraf, 1993).

As reported earlier by several authors the synthesis of minerals belonging to this solid-solution series is rather complex (Philips and Muan, 1959; Daněk et al., 1985; Tarnás and Kovács, 1974). Andradite does not arise from the mixtures of appropriate composition at 1400 °C (Jongejan et al., 1961; Nurse and Midgley, 1953; Lister and Glasser, 1967; Midgley et al., 1960; Sourie and Glasser, 1993). However, Ito and Frondel (1967) reported andradite synthesis at 1050 °C from coprecipitated gels $Fe_2O_3$, $SiO_2$ and $Ca(OH)_2$ due to strong shrinkage of the sintered material. At similar thermal conditions the garnet

mineral schorlomite of composition $Ca_3(Fe^{3+},Ti)_2(Si,Ti)_3O_{12}$ has been synthesized. This garnet is stable up to 1180 °C and then it melts. Therefore, melanite is not positioned in the diagrammatical representation of the quarternary system $CaO-Fe_2O_3-TiO_2-SiO_2$ (Berežnoj, 1970; Lee, 1958; Skinner, 1956; Winchell, 1958; Pistorius and Kennedy, 1960).

The presence of titanium promotes the garnet formation only in the system $CaO-TiO_2-SiO_2$ (Howie and Wooley, 1968; Moore and White, 1971; Novak and Gibbs, 1971). At atmospheric conditions andradite is stable up to 1137 °C, then it decomposes or dissociates producing wollastonite and haematite below the eutecticum in the $CaSiO_3 - Fe_2O_3$ section of the system (see Fig. 1; Huckenholz and Yoder, 1971). These synthetic assemblages with Ti-andradite were extensively studied by Huckenholz (1969).

Although the pure andradite is not easy to prepare, its

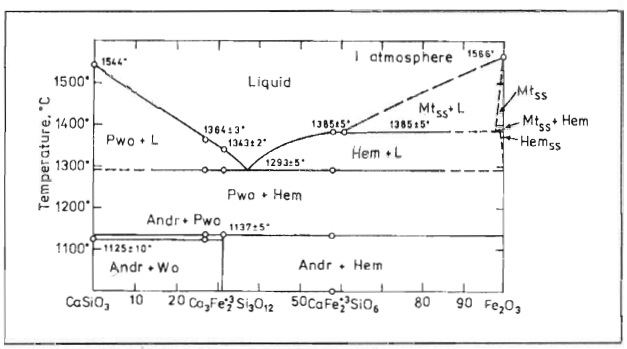



Fig. 1. Equilibrium phase diagram on the join $CaSiO_3$-$Fe_2O_3$ at 1 atmosphere. Abbrevations of phases encountered: andradite (Andr), wollastonite (Wo), pseudowolastonite (Pwo), haematite (Haem), haematite solid solution ($Haem_{ss}$), magnetite solid solution ($Mt_{ss}$). Field of $Mt_{ss}$, $Mt_{ss}$+ $Hem_{ss}$, and $Haem_{ss}$ are schematic (after Huckenholz and Yoder, 1971).

formation is promoted in the presence of soda (Christophe-Michel-Levy, 1956). Considering that the brown mud contains also minor constituents and trace elements such as Zr and V, the formation of several minerals including kimzeyite $Ca_3(Zr, Ti)_2Al_2SiO_{12}$, goldmanite $Ca_3V_2Si_3O_{12}$, sodium melanite $(Ca, Na)_3(Fe^{3+},Ti)_2 Si_3O_{12}$ and others may occure. Thus, the formation of synthetic and natural solid solutions is really inexhaustible (see e.g. Moench and Meyrovitz, 1964; Dyda, 1980; Macek et al., 1987). The formation of these minerals is facilitated by the presence of sodium ions, as reported at andradite and melanite synthesis.

## Experimental procedures and sample preparation

Dried brown mud and dried quartz in powdered form were used for mixture preparations with 10, 15, 20, 25 and 30 wt% of quartz in first sequence. Subsequently, the weight silica portions were as follows : 14, 15, 16 and 17 wt%. After grinding, the dry mixtures were pressed (30 - 100 kN ) to form tablets and bricks specimens. The samples were sintered at temperatures ranging between 1000 and 1150 °C. Accordingly, the most convenient temperature range from 1100 to 1130 °C was used during later experiments. The sintering time was selected in the range from 1.5, 10 to 24 hours. Some experiments, to promote crystallites growth, were carried out during 3 - 5 days at isothermal conditions. Some treatments were proceeded during longer period of time at decreasing or selected increasing temperature.

After heating, the tablets were slowly cooled, crushed, powdered and tested. The uncrushed specimens were chosen for physical properties examinations and mineralogical thin-section studies. For scanning electron microscope (SEM) observations the splinters of crushed samples were selected to determine the morphology, microstructure and quality of sintering products.

The dried, milled and powdered brown mud in original and dealkalised state, respectively, was used as a starting material. A composition of the mixtures chosen was in the range from 10 to 30 wt.% of silica with different grain size. A series of vitreous and porous products were obtained during crystallization of clinker at isothermal heating at temperatures of 1050 - 1130 °C. The tablets, cubes and bricks have had different properties, depending on former compression of moulded dry mixtures. By sintering of homogenized brown mud - quartz dry mixtures, the vitreous ceramic products with excellent hardness were obtained ( Fig. 2 ). The particle binding in the heated mixtures depended on the silica amount and mainly on the temperature. Corresponding decrease of porosity and adequate shrinkage of the products is obvious.

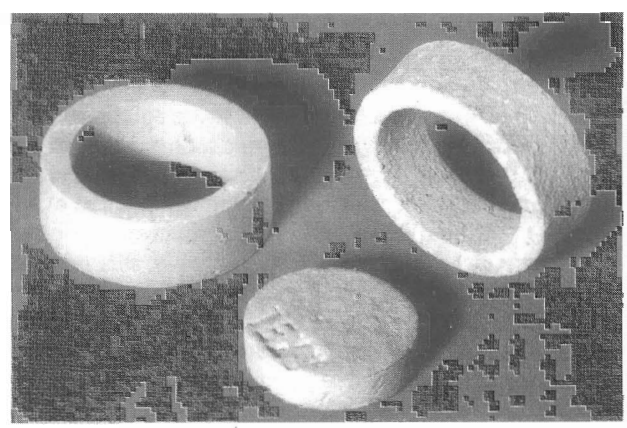


Fig. 2. The specimens of the brown mud heat treated products. (The diameter of the tablet is 3 cm).

## Methods of identification

The mineralogical composition of the starting brown mud and heated mixture products was studied by PHILIPS X-ray diffractometer with PW 1710 goniometer using CuKα radiation. The diffraction peaks were elaborated on an automatic SOFTWARE PHILIPS PW 1877 recorder. For X-ray diffraction patterns interpretation the ASTM cards were used. The surface topography of the crushed, fractured samples were scanned by JEOL electron microscope JSM-35. The LEITZ ORTHOLUX was used for mine-

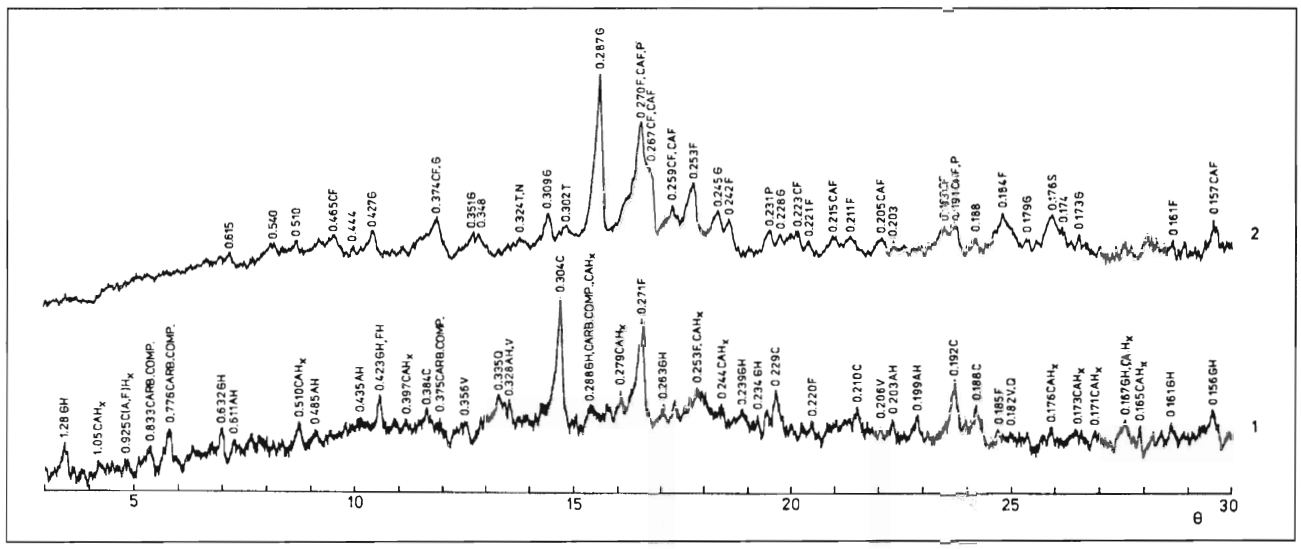



Fig. 3. X-ray diffraction patterns of the original (1) and annealed (2) brown m. 1 - GH - gehlenite hydrate, $CAH_x$ - calcium aluminate hydrate, $C(A,F)H_x$ - calcium aluminate ferrate hydrate, CARB.COMP.- carbonate complex, AH - aluminum oxide hydrate, FH - iron oxide hydrate, C - calcite, V - vaterite, Q- quartz, F - iron oxides; 2 - CF - calcium ferrate, G - gehlenite, T - titanite, N - sodium melilite, P - perovskite, F - iron oxides, CAF - calcium aluminate ferrate.

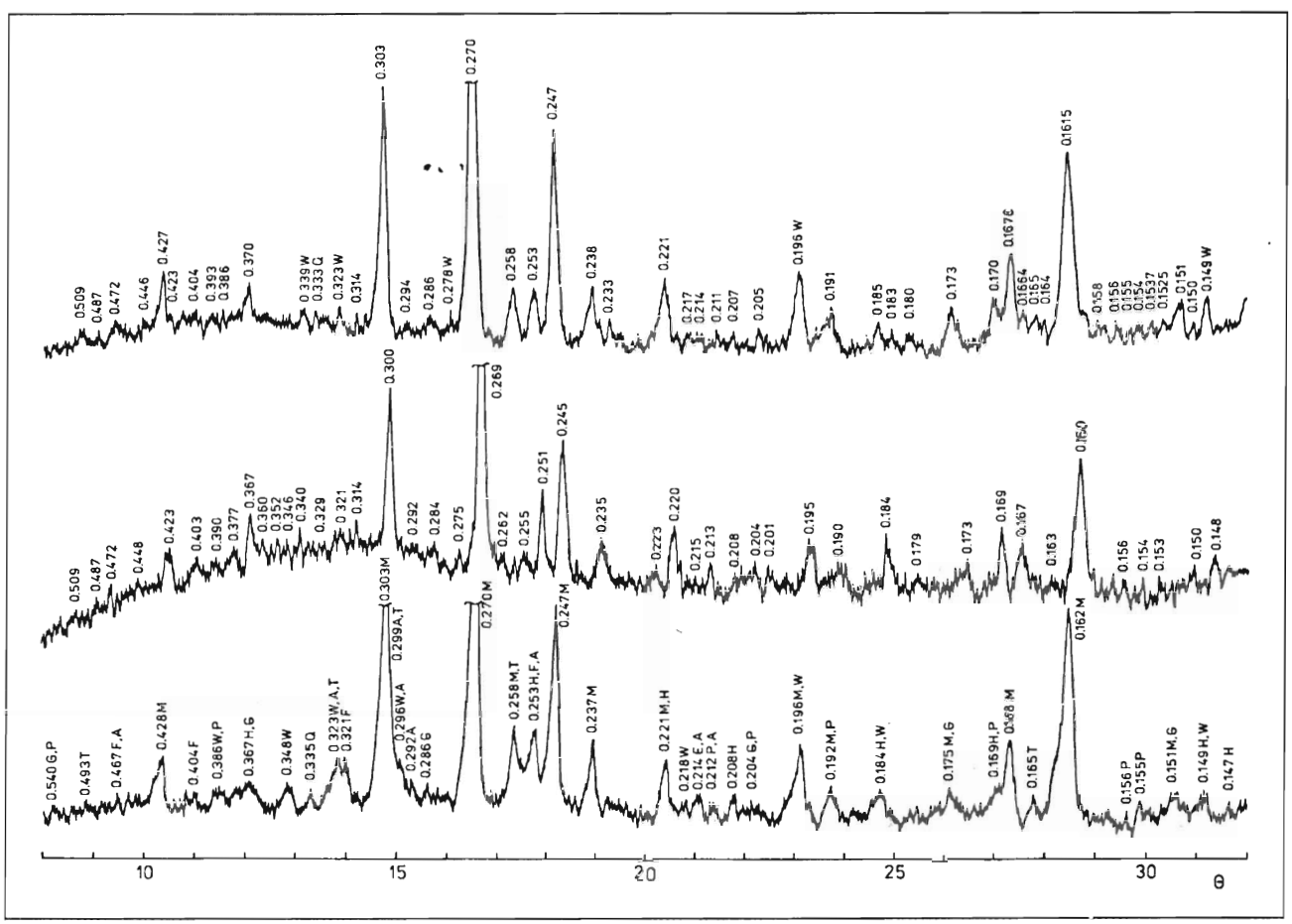



Fig. 4. X-ray diffraction patterns of the annealed mixtures with 15 (1), 20 (2) and 25 (3), weight % of silica. G - gehlenite, P - perovskite, T - titanite, Plg - feldspars, M - melanite, A - augite, W - wollastonite, H - haematite, magnetite, Q - quartz.

ralogical phase identification in standard and polished thin sections. The chemical composition of ceramic 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 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 each sample two main phases were identified. The bright phase in the core and in the rims was analysed as well as the dark phase (Gomes, 1969). The surface of the heated samples was documented by backscattered electrons with magnification 300 and 850 x. Entirely 16 compositional images were made. The results of analyses ascertain some more homogeneity in the bright, vitreous part than in the dark, garnet phase. The quantitative analyses were carried out under conditions of 20 kV and 18 nA of the electric current. The following standards were used : Si,Al (kyanite), Ca (wollastonite), Fe,Mg (olivine), Ti (rutile), Mn (synthetic MnO). The accuracy of the measurements was + 1.5 relative % .

## The brown mud

The chemical composition of the brown mud used for the experiments (expressed as oxides in wt.%) was as follows: $SiO_2$ 12 - 14, $Al_2O_3$ 8 - 10, $Fe_2O_3$ 27 - 32, $TiO_2$ 3 - 5, MnO 0.2 - 0.35, $Cr_2O_3$ 0.04 - 0.08, CaO 25 - 30, MgO 0.8 - 1, $Na_2O$ 4 - 6, $K_2O$ 0.7 - 1, $SO_3$ 0.2 - 0.4, Ign. loss 6 - 7.5. The amounts of other components such as Zn, Cu, Pb and Ni were present in amounts 0.02 to 0.04 wt.%.

XRD measurement revealed the following mineral composition of the brown mud (Fig.3.) : calcite, crystalline hydrate of ferric oxides with variable water content ($Fe_2O_3.xH_2O$), haematite ($Fe_2O_3$), maghemite ($Fe_2O_3$) and gehlenite-hydrate (2 $CaO.Al_2O_3.SiO_2.8\ H_2O$).The phases as calcium aluminate hydrate ($C_4AH_{13}$, $C_3AH_6$ , $C_2AH_8$ ), carbonate complex ($C_3A.CaCO_3.11\ H_2O$), oxihydroxides of iron (FeOOH) in various polymorphic modifications and quartz were present as admixtures. As accessories were identified tricalcium aluminate ($C_3A$), gibbsite $Al(OH)_3$, boehmite (AlOOH), vaterite (polymorphic modification of $CaCO_3$) and nepheline ($NaAlSiO_4$). Phases of nearly nepheline composition in the system $Na_2O$-$Al_2O_3$-$SiO_2$--$H_2O$ occured in traces. During brown mud leaching in water, $Na_2CO_3.H_2O$ phase in small amount arose.

## The brown mud heated at 1100 °C

After brown mud heating up to 1100 °C during 1 hour the following main phases were identified : gehlenite ($C_2AS$), melilite, iron gehlenite ($Ca_2FeAlSiO_7$), sodium melilite ($NaCaAlSi_2O_7$). Different solid solutions of $C_2(A,F)S$ are present as earlier reported by Jongejan et al. (1961) and also by Nurse and Midgley(1953). Calcium aluminate ferrates on the join $C_2F$ - $C_2A$ have also been identified in solid solution forms (see e.g. Lister and Glasser, 1967; Midgley et al., 1960). Perovskite and haematite are present in small amounts (Fig. 4.).

## The brown mud heated at 1150 °C

The dominant proportion of $CAF_{ss}$, haematite and gehlenite were producced during brown mud annealing at 1150 °C /1 hour. The perovskite ($CaTiO_3$) and titanite ($CaTiSiO_5$) solid solutions are present as well. In vitreous portion the presence of number of sodium compounds is expected.

## The brown mud - quartz mixtures treated at 1100 °C

The main minerals identified by XRD analysis were only a little different in the whole composition of the pre-

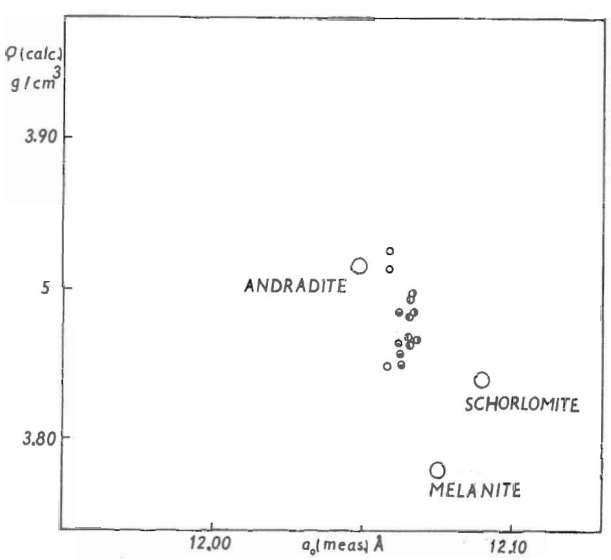



Fig. 5a. Unit cell size ($a_o$) and calculated density (ρ calc.) of brown mud melanites characterize their position in andradite-schorlomite solid solution series.

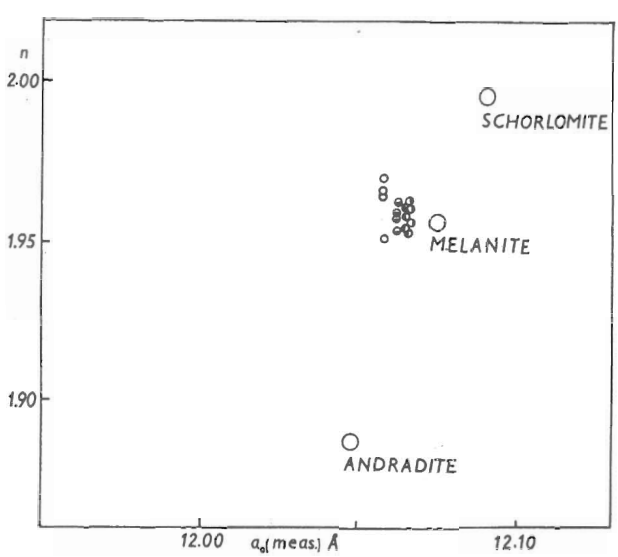



Fig. 5b. Unit cell size ($a_o$) and calculated index of refraction ($n_{calc.}$) of the studied garnets present their inclination to melanites.

TAB. 1

*Chemical analyses and physical properties of artificial melanites*

| sample with 14 wt.% $SiO_2$ | | | | | sample with 15 wt.% $SiO_2$ | | | | sample with 16 wt.% $SiO_2$ | | | | | sample with 17 wt.% $SiO_2$ | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| grain | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | grain | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 |
| $SiO_2$ | 29.51 | 30.21 | 29.99 | 29.38 | 30.60 | 30.59 | 29.99 | 29.71 | $SiO_2$ | 30.59 | 30.85 | 30.14 | 30.49 | 30.10 | 30.24 | 30.06 | 30.69 |
| $TiO_2$ | 5.04 | 5.86 | 5.85 | 6.05 | 5.99 | 5.71 | 6.04 | 5.61 | $TiO_2$ | 5.91 | 5.38 | 6.10 | 6.22 | 5.62 | 5.76 | 5.59 | 5.13 |
| $Al_2O_3$ | 5.02 | 3.10 | 3.26 | 3.31 | 3.77 | 3.89 | 3.47 | 3.53 | $Al_2O_3$ | 3.92 | 4.13 | 3.16 | 3.33 | 3.07 | 3.12 | 3.52 | 3.44 |
| $Fe_2O_3$ | 26.52 | 26.60 | 26.58 | 26.68 | 25.59 | 25.81 | 26.12 | 25.84 | $Fe_2O_3$ | 26.71 | 26.94 | 26.18 | 26.19 | 26.77 | 26.84 | 27.15 | 26.54 |
| MnO | 0.24 | 0.23 | 0.23 | 0.19 | 0.22 | 0.27 | 0.23 | 0.09 | MnO | 0.28 | 0.28 | 0.23 | 0.22 | 0.16 | 0.30 | 0.22 | 0.28 |
| MgO | 0.41 | 0.15 | 0.13 | 0.10 | 0.24 | 0.25 | 0.13 | 0.12 | MgO | 0.38 | 0.36 | 0.25 | 0.27 | 0.28 | 0.15 | 0.31 | 0.30 |
| CaO | 31.54 | 33.39 | 33.27 | 32.78 | 33.68 | 33.68 | 33.46 | 32.87 | CaO | 32.52 | 32.46 | 32.75 | 31.66 | 33.00 | 32.49 | 32.29 | 32.77 |
| Total | 98.28 | 99.54 | 99.31 | 98.49 | 100.09 | 100.20 | 99.44 | 97.77 | Total | 100.31 | 100.40 | 98.81 | 98.38 | 99.00 | 98.90 | 99.14 | 99.15 |
| Number of ions in formula unit based on 12 oxygens | | | | | | | | | Number of ions in formula unit based on 12 oxygens | | | | | | | | |
| Si | 2.529 | 2.572 | 2.559 | 2.531 | 2.578 | 2.576 | 2.553 | 2.569 | Si | 2.570 | 2.578 | 2.578 | 2.607 | 2.576 | 2.578 | 2.564 | 2.613 |
| Ti | 0.324 | 0.375 | 0.375 | 0.392 | 0.379 | 0.361 | 0.386 | 0.364 | Ti | 0.373 | 0.339 | 0.392 | 0.400 | 0.361 | 0.370 | 0.358 | 0.328 |
| Al | 0.507 | 0.311 | 0.328 | 0.336 | 0.374 | 0.386 | 0.348 | 0.359 | Al | 0.388 | 0.408 | 0.318 | 0.335 | 0.309 | 0.314 | 0.354 | 0.345 |
| $Fe^{3+}$ | 1.710 | 1.704 | 1.707 | 1.730 | 1.622 | 1.635 | 1.673 | 1.681 | Fe3+ | 1.689 | 1.702 | 1.685 | 1.685 | 1.724 | 1.728 | 1.743 | 1.700 |
| Mn | 0.017 | 0.016 | 0.016 | 0.013 | 0.015 | 0.019 | 0.016 | 0.006 | Mn | 0.019 | 0.019 | 0.016 | 0.015 | 0.011 | 0.021 | 0.015 | 0.020 |
| Mg | 0.052 | 0.019 | 0.016 | 0.012 | 0.030 | 0.031 | 0.016 | 0.015 | Mg | 0.047 | 0.045 | 0.031 | 0.034 | 0.035 | 0.019 | 0.039 | 0.038 |
| Ca | 2.869 | 3.046 | 3.042 | 3.026 | 3.041 | 3.039 | 3.052 | 3.046 | Ca | 2.928 | 2.517 | 3.002 | 2.901 | 3.026 | 2.978 | 2.951 | 2.989 |
| Garnet end-members | | | | | | | | | Garnet end-members | | | | | | | | |
| Andr | 86.5 | 82.9 | 83.3 | 85.0 | 78.6 | 79.5 | 81.4 | 82.2 | Andr | 84.6 | 85.5 | 82.9 | 85.7 | 84.1 | 85.8 | 87.0 | 83.7 |
| Pyr | 1.8 | 0.6 | 0.5 | 0.4 | 1.1 | 1.1 | 0.5 | 0.5 | Pyr | 1.6 | 1.5 | 1.0 | 1.2 | 1.2 | 0.6 | 1.3 | 1.2 |
| Spes | 0.6 | 0.5 | 0.5 | 0.4 | 0.5 | 0.6 | 0.5 | 0.2 | Spes | 0.7 | 0.7 | 0.5 | 0.5 | 0.4 | 0.7 | 0.5 | 0.7 |
| Gros | 11.1 | 15.9 | 15.7 | 14.2 | 19.8 | 18.9 | 17.6 | 17.1 | Gros | 13.1 | 12.3 | 15.6 | 12.6 | 14.3 | 12.9 | 11.2 | 14.4 |
| Unit cell edge (measured) | | | | | | | | | Unit cell edge (measured) | | | | | | | | |
| $a_o$ = 12.058 + 0.002 | | | | | $a_o$ = 12.065 + 0.003 | | | | $a_o$ = 12.062 + 0.003 | | | | | $a_o$ = 12.066 + 0.004 | | | |
| Density ($g/cm^3$)(calculated)* | | | | | | | | | Density ($g/cm^3$)(calculated) | | | | | | | | |
| | 3.825 | 3.857 | 3.857 | 3.862 | 3.831 | 3.834 | 3.846 | 3.841 | | 3.832 | 3.829 | 3.843 | 3.825 | 3.848 | 3.841 | 3.841 | 3.831 |
| Index of refraction (calculated)* | | | | | | | | | Index of refraction (calculated) | | | | | | | | |
| | 1.951 | 1.966 | 1.966 | 1.970 | 1.955 | 1.954 | 1.962 | 1.959 | | 1.958 | 1.954 | 1.963 | 1.959 | 1.963 | 1.962 | 1.962 | 1.955 |

*Calculated on the basis of measured unit cell data and the corresponding chemical composition of the analysed garnet grains from the sample.

TAB. 2
Chemical analyses of vitreous phase coexisting with melanites

| | sample with 14 wt.% $SiO_2$ | | | | sample with 15 wt.% $SiO_2$ | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| point | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 |
| $SiO_2$ | 27.69 | 27.27 | 27.19 | 27.14 | 26.61 | 27.77 | 27.71 | 27.59 |
| $TiO_2$ | 0.93 | 1.07 | 1.03 | 1.01 | 1.64 | 1.39 | 1.13 | 1.26 |
| $Al_2O_3$ | 14.96 | 15.07 | 15.03 | 14.93 | 16.16 | 15.53 | 15.29 | 14.93 |
| $Fe_2O_3$ | 29.77 | 31.49 | 31.41 | 31.65 | 29.05 | 28.84 | 29.23 | 30.42 |
| MnO | 0.35 | 0.27 | 0.31 | 0.10 | 0.28 | 0.27 | 0.25 | 0.36 |
| MgO | 1.60 | 1.49 | 1.64 | 1.72 | 1.64 | 1.66 | 0.77 | 1.68 |
| CaO | 22.83 | 23.12 | 22.10 | 23.06 | 23.00 | 24.79 | 23.79 | 23.59 |
| Total | 98.13 | 99.78 | 98.71 | 99.61 | 98.38 | 100.25 | 98.17 | 99.83 |
| | Number of ions on the basis of 12 oxygens | | | | | | | |
| Si | 2.307 | 2.248 | 2.260 | 2.241 | 2.211 | 2.268 | 2.309 | 2.269 |
| Ti | 0.058 | 0.066 | 0.064 | 0.062 | 0.102 | 0.085 | 0.070 | 0.077 |
| Al | 1.469 | 1.464 | 1.473 | 1.453 | 1.583 | 1.495 | 1.502 | 1.447 |
| $Fe^{3+}$ | 1.867 | 1.953 | 1.964 | 1.967 | 1.816 | 1.773 | 1.833 | 1.882 |
| Mn | 0.024 | 0.018 | 0.021 | 0.006 | 0.019 | 0.018 | 0.017 | 0.025 |
| Mg | 0.198 | 0.183 | 0.203 | 0.211 | 0.203 | 0.199 | 0.095 | 0.205 |
| Ca | 2.038 | 2.042 | 1.968 | 2.040 | 2.048 | 2.170 | 2.124 | 2.078 |
| | sample with 16 wt.% $SiO_2$ | | | | sample with 17 wt.% $SiO_2$ | | | |
| point | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 |
| $SiO_2$ | 28.06 | 29.81 | 28.77 | 28.73 | 28.09 | 26.84 | 28.83 | 28.58 |
| $TiO_2$ | 1.20 | 1.34 | 0.99 | 0.99 | 1.09 | 2.21 | 0.93 | 0.83 |
| $Al_2O_3$ | 14.39 | 13.34 | 13.87 | 14.40 | 13.56 | 16.02 | 12.95 | 12.87 |
| $Fe_2O_3$ | 29.76 | 28.67 | 30.25 | 29.97 | 31.74 | 29.89 | 30.98 | 30.95 |
| MnO | 0.26 | 0.31 | 0.26 | 0.31 | 0.32 | 0.30 | 0.29 | 0.25 |
| MgO | 1.61 | 1.57 | 1.69 | 1.81 | 2.09 | 1.67 | 1.92 | 2.06 |
| CaO | 23.02 | 23.61 | 22.63 | 22.45 | 22.12 | 22.06 | 22.04 | 21.43 |
| Total | 98.30 | 98.65 | 98.46 | 98.66 | 99.01 | 98.99 | 97.94 | 96.97 |
| | Number of ions on the basis of 12 oxygens | | | | | | | |
| Si | 2.334 | 2.458 | 2.386 | 2.373 | 2.329 | 2.214 | 2.408 | 2.409 |
| Ti | 0.075 | 0.083 | 0.061 | 0.061 | 0.067 | 0.137 | 0.058 | 0.057 |
| Al | 1.411 | 1.297 | 1.356 | 1.407 | 1.325 | 1.558 | 1.225 | 1.229 |
| $Fe^{3+}$ | 1.863 | 1.779 | 1.887 | 1.863 | 1.980 | 1.855 | 1.947 | 1.963 |
| Mn | 0.018 | 0.021 | 0.018 | 0.071 | 0.022 | 0.070 | 0.079 | 0.017 |
| Mg | 0.199 | 0.192 | 0.208 | 0.222 | 0.258 | 0.205 | 0.239 | 0.258 |
| Ca | 2.051 | 2.086 | 2.011 | 1.987 | 1.965 | 1.950 | 1.972 | 1.935 |

sent phase assemblage, and very close from the aspect of minerals belonging to this garnet solid solutions. Andradite with $TiO_2$ content is frequent. The other Ti bearing garnet varieties as schorlomite, grandite ($3CaO.Fe_2O_3.3SiO_2$ + $3CaO.Al_2O_3.3SiO_2$) and sodium melanite are present as well. Titanium is partly bound in perovskite and titanite. Basic (calcium rich) plagioclases and wollastonites occur as minor constituents and some pyroxenes (augite), as well as a portion of iron oxides may be formed.

Based on phase investigation it may be concluded that there are no significant differences in diffraction patterns of the products annealed with a large or small portion of quartz. Some of the diffraction maxima are splitted, indicating the formation of continuous solid solutions. A change on the patterns can be perceive at the diffraction 0.321 nm connected with the formation of wollastonite and/or anorthite. At still higher portion of quartz in the mixtures, the cristobalite presence in annealed products is obvious ( Fig. 4. ).

The chemical analyses of melanites from the heat treated ceramic products are given in Table 1. The calculation of garnet end-member percentage was built on the sequence andradite, pyrope, spessartine and grossular. From this garnet recasting became evident, that andradite forms the dominant component of the garnets (78 - 86 end member %). Grossular component forms 11 - 19 end member % in this garnet solid solutions. Taking into account the rather high

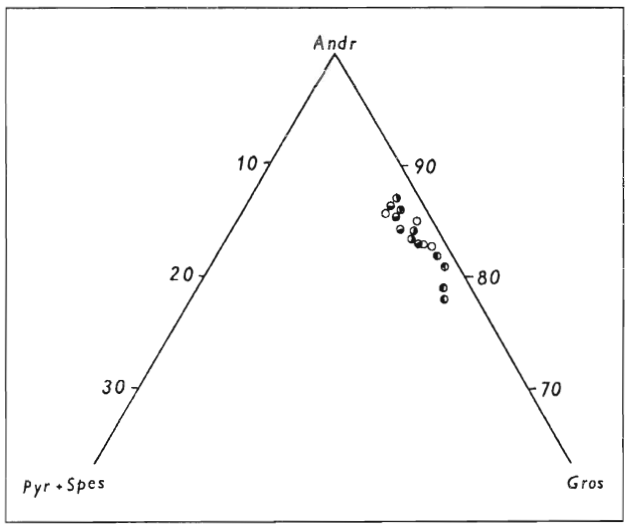



Fig. 6. Composition of synthetic garnets based on calculated andradite (Andr), pyrope (Pyr), spessartine (Spes) and grossular (Gros) garnet end members. Symbols : ○ - sample 14, ◐ - sample 15, ◒ - sample 16, ◑ - sample 17.

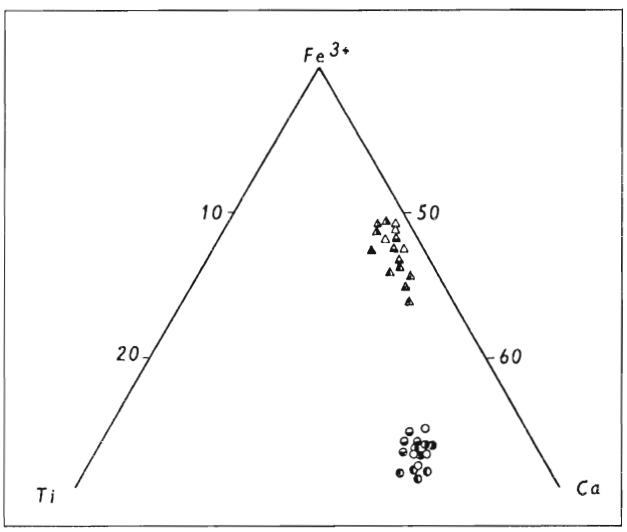



Fig. 7. Chemical composition of melanites and coexisting vitreous phase. A preferable presence of Ti in garnets is seen.

$TiO_2$ content in these garnets, they may be considered to be synthetic melanites, corresponding with natural melanites containing 1 - 6 wt.% of $TiO_2$.

The exact role of Ti in these garnet varieties still remains unclear. Titanium plays a dual role, occupying tetrahedral and preferring octahedral structural positions substituting $Fe^{3+}$ or $Al^{3+}$. In andradite structure the substitution of $Si^{4+}$ by $Ti^{4+}$ in tetrahedral positions is generally considered. This titanium behaviour unables the strict determination of the schorlomite $Ca_3(Fe^3,Ti)_2(Si,Ti)_3O_{12}$ garnet end member percentage.

Molar % of andradite (Andr), pyrope (Pyr), spessartine (Spes) and grossular (Gros) in studied melanites are graphically presented in Fig. 6. The change of chemical composition is mostly influenced by andradite and grossular component variation. The measured and calculated physical properties are shown in Fig. 5a, b.

Titanium enters preferably in the melanites. Coexisting ceramic phase (see Tab. 2. ) represents on the 12 oxygen base 3 to 5 times lesser Ti concentration. The chemical composition of ceramic phase and coexisting melanites is diagrammatically presented in Fig. 7. As expected, this phase shows more chemical variations than stoichiometrically restricted garnets.

## The microstructure and morphology of the heat treated products

The scanning electron microscope observations of the annealed samples revealed porous microstructure of the fracture surface. This clearly depends on the compressing of dry mixtures (30 - 100 kN) and on the temperature of the annealing (1100 - 1130 °C). There is a significant change in porosity and in the proportion of the crystalline to the vitreous phase. Nevertheless, the both products, crystalline and porous - lustreless, or partially glazed are very hard (Lach, 1971; Thornley and Cantz, 1962; Lach, 1969; Molnár, 1979; Lach, 1970; Kopecký and Voldán, 1959; Strnad, 1983).

The crystallites grain size increased at the isothermal annealing of the mixtures at 1130 °C during 1, 5 and 10

Fig. 8. Morphology of melanites on SEM surface fracture topography. Melanites are most frequently developed in rhombododecahedric forms and coexist with glassy ceramic matrix (scale bar stands for 2.5 μm ).

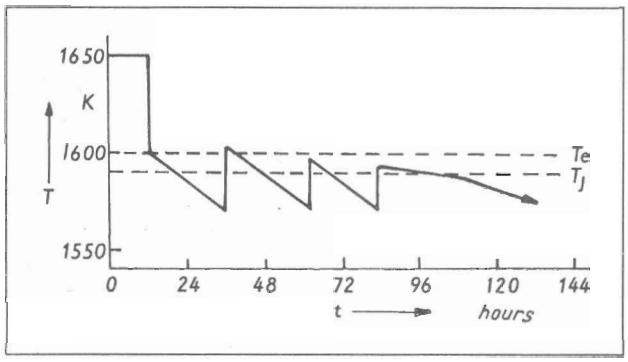



Fig. 9. Temperature oscillation for decrease of spontaneous formed nuclei. Te - temperature of saturation, $T_J$ - temperature of spontaneously formed nuclei.

hours. The idioblastic shape, angularity and edging of rhombododecahedra is more perfectly developed after 10 hours with a significantly lesser content of vitreous portion (Ďurovič et al., 1985).The dimension of crystallites became still larger after 3 - 5 days of annealing (Fig. 8.). For the growing of garnet crystallites was used the procedure of temperature oscillation (Fig. 9.) for purpose to depreciate the number of spontaneous formed nuclei (Wilke and Bohm, 1988; Simon and Bienfait, 1965; Bornmann and Hergt, 1977). The crystallites became larger due to partially crystallization of the vitreous portion. Nevertheless, the relative diminutive increasing of garnet crystal size is attributed to known sluggish crystallization of garnets from their melts due to inhomogeneities and to the presence of iron oxide and titanium oxide which accelerate the nucleation (Voldán, 1980; Pelikán, 1955; Pavluškin, 1979). In this polycomponent system and a number of phase assemblages, there are of course many solid solutions as it is seen on micrographs with large marked intergrowths of various, heterogeneous particles.

## Conclusions

The accomplished experiments confirm that the brown mud is a convenient as a fundamental raw material constituent suitable for ceramic products manufacturing. They are dominantly formed by melanites ($a_o$ = 12.058 - 12.066; $D_{calc.}$ = 3.825 - 3.862; $R.I._{calc.}$ = 1.951 - 1.970) and vitreous phase.

The mineralogical phase composition, the physical and technological properties of the annealed mixtures even predestinate these products for their future commercial employing. However, some further investigation concerning improvements of the rheological properties (i.e. plasticity and workability) of pastes is necessary.

*Notice* : The technological procedures have already been patented.

*Acknowledgement.* The warmest appreciation is expressed to Mr. Jozef Horváth for his kind samples preparation and elaboration of the X-ray recordings.

## References

Armitphale, S. S. & Patel, M. 1987: Utilisation of red mud, fly ash for manufacturing bricks with pyrophyllite. *Silicates ind. (Bruxelles), 3 - 4, 31 - 15.*

Austin, G. T. 1991: Garnet. *Ceramic Bull., 70, 5, 864 - 865.*

Bilik, P. & Madej, J. 1993: Overenie možnosti použitia hnedého kalu ako plniva do betónu. *„Betón ›93", International conf., 4. - 5. Oct. 1993, Košice, 48 - 53.*

Bornmann, S. & Hergt, R. 1977: Präparation und Charakterisierung von Granateinkristalloberflächen. *Kristall u.Technik, 12, 1, 47 - 57.*

Brokeš, P. & Štibrányová, I. 1993: Vývoj spôsobu úpravy odpadu z výroby oxidu hlinitého a jeho aplikácia vo výrobe stavebných materiálov. *„Betón ›93", International conference, 4.-5. October 1993, Košice, 40 - 47.*

Daněk, V., Ličko, T. & Pánek, Z. 1985: Surface adsorption of $SiO_2$ in melts of the system CaO-FeO-$Fe_2O_3$-$SiO_2$. *Chem. Pap., 39, 4, 459 - 465.*

Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. 1962: Rock forming minerals. *Longmans, 1, 333.*

Ďurovič, S., Gruber, B., Fejdi, P. & Žák, L. 1989: Československé kryštalografické názvoslovie. *Mineralia slov., 21, 369 - 378.*

Dyda, M. 1980: Physical properties and temperatures of recrystallisation of coexisting garnets and biotites from paragneisses of the Lesser Carpathian. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 201 - 213.*

Filippo, A. D. S. 1989: Verwendung von Rotschlamm nach dem Bayer-Verfahren zur Herstellung von Ferrari-Zementen. *Zement-Kalk-Gips, 42, 11, 584 - 586.*

Gomes, C. B. 1969: Electron microprobe analysis of zoned melanites. *Amer. Mineralogist, 54, 1654 - 1661.*

Howie, R. A. & Wooley, A. R. 1968: The role of titanium and effect of $TiO_2$ on the cell-size, refractive index and specific gravity in the andradite-melanite-schorlomite series. *Mineral. Mag. (London), 36, 775 - 790.*

Huckenholz, H. G. 1969: Synthesis and stability of Ti-andradite. *Amer. J. Sci., Schairer vol., 267-A, 209 - 232.*

Huckenholz, H. G. & Yoder, H. S. Jr. 1971: Andradite stability relations in the $CaSiO_3$-$Fe_2O_3$ join up to 30 Kb. *N. Jb. Mineral., Abh., 114, 3, 246 - 280.*

Christophe-Michael-Lévy, M. 1956: Reproduction artificielle des grenats calcique : grossulaire et andradite. *Bull. Soc. franc. Min. Crist., 79, 124 - 128.*

Ito, J. & Frondel, C. 1967: Synthetic zirconium and titanium garnets. *Amer. Mineralogist, 52, 773 - 781.*

Jongejan, A., Rowland, J. F. & Bright, N. F. H. 1961: Phase equilibria studies in the system CaO-$Al_2O_3$-$Fe_2O_3$-$SiO_2$. *Amer. Ceram. Soc. Bull., 40, 197.*

Knight, J. C., Arun, S., Wagh, W. & Reid, A. 1986: The mechanical properties of ceramics from bauxite waste. *J. Mater. Sci., 21, 2179 - 2184.*

Kopecký, L. & Voldán, J. 1959: Krystalisace tavených hornin. *Geotechnica (Praha), 25, 218.*

Lach, V. 1969: K problému mikrostruktury střepu bělninových obkladaček. *Stavivo, 47, 417 - 420.*

Lach, V. 1970: Zur Mikrostruktur der Ziegelscherben. *Tonind.-Ztg., 94, 423 - 426.*

Lach, V. 1971: Význam mikrostruktury při studiu problému keramiky. *Sklář a Keramik, 21, 314 - 317.*

Lee, D. E. 1958: An andradite-spessartite garnet from Pajsberg, Sweden. *Amer. Mineralogist, 43, 208 - 215.*

Lister, D. H. & Glasser, F. P. 1967: Phase relation in the system CaO-$Al_2O_3$-Iron Oxide. *Trans. Brit. ceram. Soc., 66, 293 - 305.*

Macek, J., Kamenický, L. & Krištín, J. 1987: Novšie poznatky z mineralógie a geochémie granitoidov Veľkej Fatry. *Mineralia slov., 19, 4, 323 - 337.*

Midgley, H. G., Rosaman, D. & Fletcher, K. E. 1960: X-ray diffraction examination of portland cement clinker. *Fourth International Symposium on the Chemistry of Cement. Washington,1, 644 - 655.*

Molnár, A. 1979: Štúdium tehliarskych surovín z hľadiska optimálnych vlastností črepu. *PhD. thesis, CHTF SVŠT, Bratislava.*

Moore, R. K. & White, W. B. 1971: Intervalence electron transfer effect in the spectra of melanite garnets. *Amer. Mineralogist, 56, 826 - 840.*

Moench, R. H. & Meyrowitz, R. 1964: Goldmanite, a vanadium garnet from Lagune, New Mexico. *Amer. Mineralogist, 49, 644 - 655.*

Nováček, R. 1931: Granáty československých pegmatitů. *Věst. Král. Česk. Spol. Nauk, Tř. II, 1 - 55.*

Novak, G. A. & Gibbs, G. V. 1971: The crystal chemistry of the silicate garnets. *Amer. Mineralogist, 56, 791 - 825.*

Nurse, R. W. & Midgley, H. G. 1953: Studies on the melilite solid solutions. J. *Iron Steel Inst., 174, 121 - 131.*

Paščenko, A. A., Mjasnikova, E. A. & Starčevskaja, E. A. 1977: Ispoľzovanije krasnovo šlama v kačestve syrja. *Cement, 10, 16.*

Pavluškin, N. M. 1979: Osnovy technologii sitallov. *Moskva, Izd. lit. stroit., 536.*

Pelikán, A. 1955: Tavené horniny. Výrobky a ich použití v průmyslu. *Práce, 247.*

Péra, J. & Momtazi, A. S. 1992: Pozzolanic activity of calcined red mud. Fly ash, silica fume, slags and natural pozzolans in concrete. *Proceedings Fourth CANMET/ACI International Conference, Istanbul, Turkey (V. M. Malhotra, Ed.), I. SP 132-141, 749 - 761.*

Philips, B. & Muan, A. 1959: Phase equilibria in the system CaO - Iron Oxide - $SiO_2$ in air. *J. Amer. Ceram. Soc., 42, 413 - 423.*

Pichler, H. & Schmitt-Riegraf, C. 1993: GESTEINBILDENDE MINERALE IM DÜNNSCHLIFF. *Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 233.*

Pistorius, C. W. F. T. & Kennedy, G. C. 1960: Stability relations of grossularite and hydrogrossularite at high temperatures and pressures. *Amer. J. Sci., 258, 247 - 257.*

Simon, B. & Bienfait, M. 1965: Structure et mécanisme de croissance du gypse. *Acta crystallogr., 19, 750 - 756.*

Skinner, B. J. 1956: Physical properties of the end-members of the garnet group. *Amer. Mineralogist, 41, 428 - 436.*

Slahučka, V. 1981: Overovanie možností použitia odpadov z výroby $Al_2O_3$ a niklu pre výrobu cementárskeho slinku. *Stavivo, 59, 2, 65 - 67.*

Smorgunenko, N. S. & Utkov, V. A. 1979: Manufacture experiments for utilisation of the red mud. *Építöanyag (Budapest), 31, 4, 436 - 437.*

Sourie, A. & Glasser, F. P. 1993: Composition of melilites crystallised from CaO-$Al_2O_3$-$Fe_2O_3$-$SiO_2$ melts. *Brit. ceram. Trans., 92, 4, 152 - 154.*

Tamás, F. & Kovács, K. 1974: Arithmetic Calculation of Phase Equilibria. II. Calculation in the CaO-$Al_2O_3$-$SiO_2$-$Fe_2O_3$ System. *Építöanyag (Budapest), 26, 6, 201 - 210.*

Thornley, R. F. M. & Cartz, L. 1962: Direct examination of ceramic surfaces with the scanning electron microscope. *J. Amer. ceram. Soc., 45, 425 - 428.*

Voldán, J. 1980: Odmísení a nukleace v čedičovém skle. *Sklář a Keramik, 30, 180 - 183.*

Wilke, K. Th. & Bohm, J. 1988: Kristallzüchtung. Berlin, VEB Deutsch. *Verlag der Wissenschaften, 1088.*

Winchell, H. 1958: The composition and physical properties of garnet. *Amer. Mineralogist, 43, 595 - 600.*

## Melanity v keramických produktoch z odpadného hnedého kalu

Príspevok sa zaoberá možnosťou využitia hnedého kalu vznikajúceho pri výrobe oxidu hlinitého suchým spôsobom v Závodoch SNP, a. s., Žiar nad Hronom. Tento odpad, hromadiaci sa na haldách a znečisťujúci životné prostredie, možno okrem iných spôsobov využiť aj tepelným spracovaním, príp. výpalom výliskov práškovej zmesi hnedého kalu a minerálnych prímesí obsahujúcich oxid kremičitý (napr. piesok, kremenina, $SiO_2$ úlet, íl, tufit) pastovitej konzistencie pri nižšej teplote (1100 °C) ako štandardné tehly na úžitkové keramické výrobky. Výpalom sa získava čiastočne pórovitý, glazovaný až sklovitý produkt mimoriadnej tvrdosti.

Identifikáciou produktov metódou rtg fázovej difrakčnej analýzy, riadkovacej elektrónovej mikroskopie s elektrónovým mikroanalyzátorom a petrografickým rozborom sa zistilo, že ide o takmer monominerálny produkt - melanit, ktorý patrí do skupiny granátov v rade tuhých roztokov andradit - schorlomit.

*Mineralia slovaca, 26 (1994), 206 - 211*

# Štruktúrnogeologická stavba a paleonapäťová analýza mezozoických komplexov Humenských vrchov v úseku Jasenov - Oreské

STANISLAV JACKO, ml.[1] a RÓBERT SCHMIDT[2]

[1]Geologický ústav D. Štúra, Werferova 1, 040 11, Košice
[2]Banícka fakulta TU, katedra geológie a mineralógie, 040 01, Košice

*(Doručené 27.8.1993, revidovaná verzia doručená 14.3.1994)*

**Structural and geological pattern and paleostress analysis of Mesozoic complexes between Jasenov and Oreské villages; Humenské vrchy Mts., Eastern Slovakia**

The Humenské vrchy Mts. represent the easternnest exposure of the Krížna nappe in the Western Carpathians. The Mesozoic sequences show well pronounced S-vergent imbricate structure steeply dipping to the NE. Three imbricates have been distinguished within the Middle Triassic - Albian complexes. The most important structural feature is a regional development of two types of faults: longitudinal reverse faults and tranversal dextral strike-slips respectively.

The present structure of the sequence is the product of successive evolution of five stress fields, as they have been documented by kinematic analysis. The first two are of Early Miocene age and reflect deformation of the Krížna nappe. The subsequent three stress fields are the result of the Miocene fault movements in the whole region.

## Úvod

Humenské vrchy sa nachádzajú pri sv. okraji Východoslovenskej nížiny. Ich východná časť sa ponára pod neovulkanity Vihorlatu a na S a Z hraničia s flyšovými sedimentmi vnútrokarpatského paleogénu (obr.1). Centrálny hrebeň sleduje smer ZSZ - VJV.

Humenské vrchy sú najvýchodnejším výbežkom mezozoických komplexov fatrika (Maheľ, 1986) s výrazným vplyvom miocénneho vrásnenia.

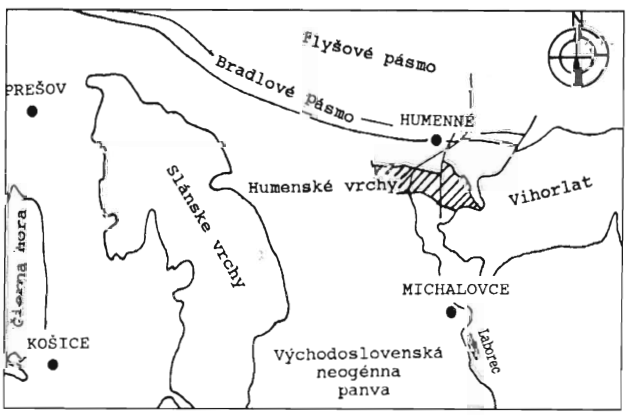
Cieľom tejto práce je na základe podrobnej geologickej mapy v oblasti medzi obcami Jasenov a Oreské v centrálnej časti vrchov a štruktúrnej analýzy zhodnotiť stavbu územia a objasniť geologický vývoj metódami paleonapäťovej analýzy. Pohyby po zlomoch a orientáciu hlavných osí napätí sme rekonštruovali podľa kinematickej analýzy disjunktívnych štruktúr s indikátormi pohybu. Na vekovú koreláciu hlavných zlomových systémov, ktoré majú regionálny dosah, sme využili prítomnosť paleogénnych sedimentov v severnej časti študovaného územia a výsledky paleonapäťovej analýzy severného okraja východoslovenskej neogénnej panvy (Nemčok, 1991).

## Prehľad geologickej stavby

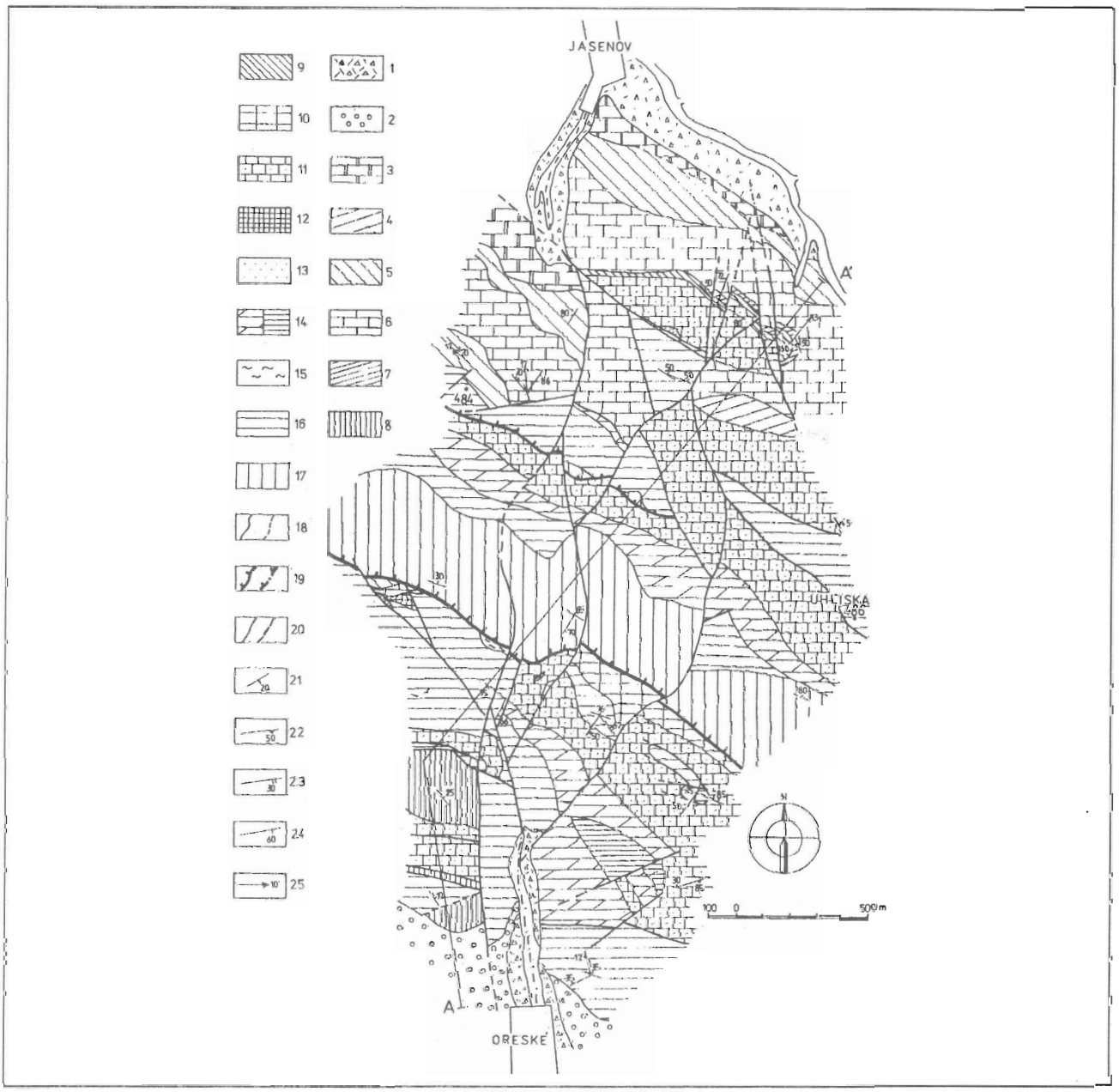
Medzi prvé práce zaoberajúce sa geologickou stavbou Humenských vrchov patria výskumy Leška (1953), Rotha (1956), ktorý zostavil geologickú mapu a definoval hlavné litostratigrafické jednotky a Maheľa (1963). Z hľadiska tektonickej príslušnosti zaraďuje Roth (l. c.) všetky mezozoické komplexy Humenských vrchov do krížňanského príkrovu (série), aj keď na základe istých litofácií v strednom triase nevyčučuje možnú prítomnosť chočského príkrovu.

Roku 1968 sa v blízkosti Humenských vrchov situoval štruktúrny vrt MLS-1 Podskalka. Jeho výsledky zhŕňa práca Kullmanovej a Maheľa et al. (1975) a stali sa základom na spresnenie stratigrafie Humenských vrchov obsiahnutej v geologickej mape Maheľa (1971).

V humenskom mezozoiku boli vyčlenené dva čiastkové príkrovy, a to severný, humenský, a južný (na Jod krivoštianskeho zlomu), zastúpený starínskou jednotkou. Príkrovy sú rozčlenené na čiastkové šupiny a považujú sa za súčasť krížňanského príkrovu (Maheľ, 1986). Stratigraficky krížňanský príkrov Humenských vrchov tvoria




Obr. 1. Lokalizácia Humenských vrchov v Západných Karpatoch.
Fig. 1. Localization of the Humenské vrchy Mts. in Western Carpathians.




Obr. 2. Geologicko-štruktúrna mapa humenského mezozoika medzi Jasenovom a Oreským. 1 - hlinito-kamenitá sutina (kvartér), 2 - nečlenená podtatranská skupina (paleogén); krížňanský príkrov, humenská jednotka: 3 - sliene, slienité bridlice (alb), 4 - hnedé slienité vápence, miestami s rohovcami (apt), 5 - hnedé biodetritické vápence (barém - apt), 6 - slienité vápence s rohovcami a sliene (neokóm), 7 - svetlohnedé jemnozrnné lavicovité vápence (kimeridž - titón), 8 - sivokrémové biomikritické vápence (bat. - oxford), 9 - ružovofialové krinoidové hrubokryštalické vápence (doger), 10 - škvrnité sliene a slienité bridlice - fleckenmergel (vrchný lias), 11 - piesčito-krinoidové vápence (vrchný lias), 12 - nečlenená jura, 13 - tmavosivé organogénne vápence (rét), 14 - karpatský keuper (karn. - norik): a) bridlice a pieskovce, b) dolomity, 15 - organogénne vápence (stredný - vrchný trias), 16 - dolomity a dolomitické vápence (stredný trias), 17 - tmavosivé vápence gutensteinského typu (anis), 18 - geologické hranice: stanovené, pravdepodobné, 19 - pešmyky: stanovené, pravdepodobné, 20 - zlomy: stanovené, predpokladané, 21 - vrstvovitosť, 22 - dislokácie, 23 - kliváž, 24 - puklinové systémy, 25 - vrásové osi.

Fig. 2. Geological and structural map of the Humenské vrchy Mts. Mesozoic sequences between Jasenov and Oreské villages. 1 - Quaternary, loamy-stony debris, 2 - Paleogene, undivided Subtatric Group, conglomerates and sandstones, Krížna Nappe, Humenské vrchy Mts. Unit: 3 - marls, marl slates, Albian, 4 - brown marly limestones partly with cherts, Urgonian, 5 - brown organodetrial limestones, Barremian - Aptian, 6 - marly limestones with cherts and marls, Neocomian, 7 - light-brown fine-grained heavy-bedded limestones, Kimmeridgian - Tithonian, 8 - grey-cream biomicrite limestones, Bathonian - Oxfordian, 9 - pink-violet crinoidal coarse-crystalline limestones, Dogger, 10 - spotty marls and marl slates - fleckenmergel, Upper Lias, 11 - sandy-crinoidal limestones, Lower Lias, 12 - Jurassic - undivided, 13 - dark-grey organogenic limestones, Rhaetian, 14 - Carpathian Keuper, Carnian - Norian: a) shales and sandstones, b) dolomites, 15 - organogenic limestones, Middle - Upper Triassic, 16 - dolomites and dolomite limestones, Middle Triassic, 17 - dark-grey limestones - Gutenstein type, Anisian, 18 - geological boundaries: established, presumable, 19 - overthrusts: established, presumable, 20 - faults: established, presumable, 21 - bedding, 22 - dislocations, 23 - cleavage, 24 - joint systems, 25 - fold axes.

súvrstvia stredného triasu až albu - spodného cenomanu.

Z obidvoch strán prielomu Laborca v južnej časti vrchov uvádza Maheľ (1986) a Luščák (1992) aj zastúpenie obalovej strážskej jednotky, ktorá tektonicky vykliňuje na krivoštianskom zlome na V od Laborca.

## Litostratigrafia a makrostavba územia

Študované územie (obr. 2 a 3) patrí do krížňanského príkrovu a v zmysle Maheľa (1986) do čiastkového humenského príkrovu. Toto príkrovové teleso má v celých Humenských vrchoch výraznú juhovergentnú šupinovitú stavbu so strmým úklonom bázy šupín na SV. V oblasti sú vyčlené tri šupiny: šupina Jasenovského hradu, šupina Javoriny a šupina Uhliska (Jacko ml., 1993). Tektonickú stavbu územia kontrolujú pozdĺžne zlomy smeru ZSZ - VJV a priečne smeru S - J, resp. SV - JZ a V - Z.

Najstarším členom sú strednotriasové aniské tmavosivé vápence gutensteinského typu. V ich nadloží vystupujú strednotriasové dolomity a dolomitické vápence ladinu. Stredný a vrchný trias zastupujú sivé celistvé biomikrosparitické vápence s úlomkami lamelibranchiát, ostrakód a foraminifer. Vrchný trias reprezentujú pestré ílovito-piesčité bridlice karpatského keuperu, ktorý stratigraficky zaraďujeme do vrchného karnu a noriku. V šupine Uhlisko sa v pestrých bridliciach keuperu nachádza mapovateľná šošovka vrchnotriasových dolomitov. Najvrchnejší trias tvoria organodetritické vápence rétu hnedosivého, sivého až čierneho sfarbenia s veľkým obsahom mikrofauny. Sivé piesčito-krinoidové vápence spodného liasu obsahujú relikty krinoidových článkov, aptychy, brachiopóda a lamelibranchiát. Vyšší lias je reprezentovaný tmavosivými škvrnitými slieňmi a slienitými bridlicami (fleckenmergel) hnedej farby s prachovcovými laminami. V nadloží vápencov liasu ležia ružovofialové hrubokryštalické krinoidové dogerské vápence. Bát až oxford reprezentujú sivokrémové biomikritické hrubolavicovité vápence. Najvrchnejšiu juru reprezentujú svetlohnedé jemnozrnné vápence kimeridžu a titónu s úlomkami krinoidov a prierezmi brachiopód. Spodnokriedové súvrstvie tvoria slieňovce a slienité vápence s polohami rohovcov. Barém - apt reprezentujú hnedé biodetritické vápence s nepravidelnými výskytmi hľúz rohovcov. Urgón zastupujú celistvé slienité vápence, v ktorých sú miestami polohy rohovcov. Strednú kriedu reprezentujú slieňovce a slienité bridlice albu s polohami jemnozrnných pieskovcov.

Šupina Jasenovského hradu sa nachádza v najsevernejšej časti územia a vyznačuje sa kompletnou mezozoickou sukcesiou. Šupinu Javoriny zo S ohraničuje násunová plocha šupiny Jasenovského hradu a z J šupina Uhlisko, na ktorú bola nasunutá. Redukovanú šírku šupiny Javoriny, ktorú tvoria horniny anisu až spodného liasu, možno vysvetliť jej rampovou pozíciou v čele násunu šupiny Jasenovského hradu. Najjužnejšia šupina Uhlisko sa odlišuje hrubými masami strednotriasových dolomitov, prítomnosťou sivých biomikrosparitických vápencov stredného a vrchného triasu, liasových škvrnitých slieňov (fleckenmergel) a biomikritických vápencov batu - oxfordu.

Mapovacími prácami sme spresnili hranice jednotlivých stupňov, zistili sme oveľa menší rozsah rétskych hornín, ako sa doposiaľ predpokladalo, a dokumentovali sme nový výskyt tohto stupňa. Zaznamenali sme aj prítomnosť nových súvrství, a to vápencov stredného až vrchného triasu, biomikritických vápencov batu až oxfordu a slienité vápence aptu.

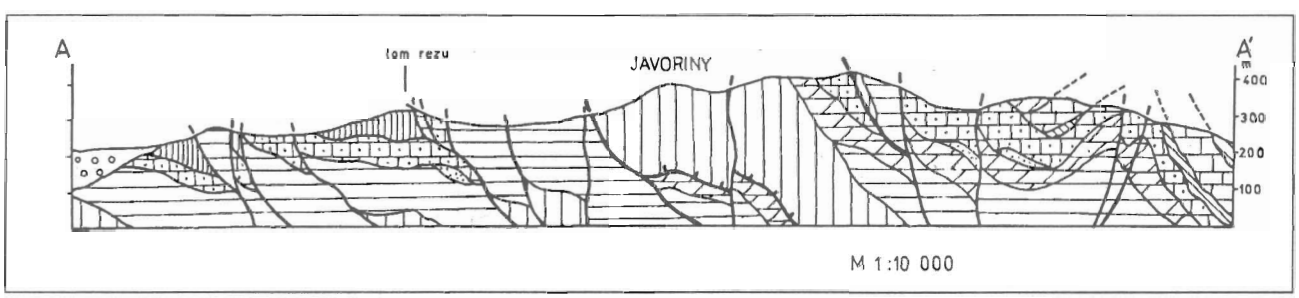
## Vrásové štruktúry

Dôležitú úlohu majú vrásové štruktúry v stavbe šupiny Jasenovského hradu, kde sa nachádzajú dve výrazné antiklinály. Antiklinála v západnej časti šupiny (na lokalite Pľuštie) má sklon vrásovej osi na ZSZ, ale jej zámková časť nevystupuje na povrch. Ramená tvorí vápenec aptu, v ktorom možno pozorovať izoklinálne vrásové systémy metrového rádu. V jadre vrásy vystupuje neokómsky slienitý vápenec. Vo východnej časti šupiny (v lokalite Baniská) má antiklinála os uklonenú na SV a jej jadro tvoria jurské vápence. Mezoskopické vrásy sú tu miestami až izoklinálne zovreté s výrazne vyvinutou klivážou osovej roviny.

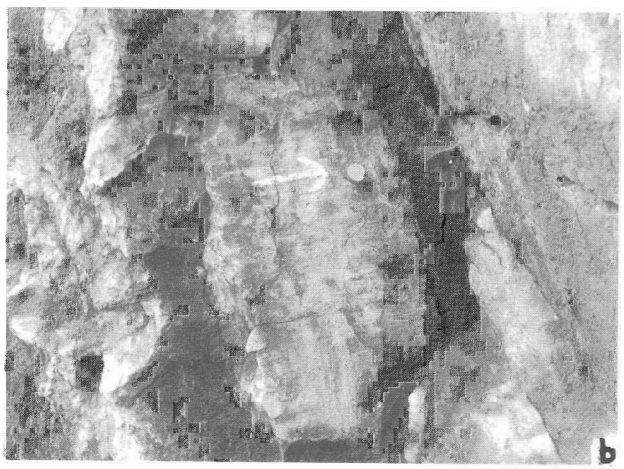
Ďalšie vrásové štruktúry sú vyvinuté len lokálne v šupine Uhlisko. Najvýraznejšie z nich (obr. 4a, c) sa vyskytujú v súvrství aptu na lokalite Malá Dubová v severozápadnej časti šupiny.

## Zlomové štruktúry

Stavbu územia formujú tri hlavné zlomové systémy. Po smerných strmých zlomoch smeru ZSZ - VJV so stredným úklonom na S, resp. SV a JV, nastával prevažne posuvný pohyb najmä na styku litostratigraficky odlišných hornín a vykliňovanie šupín (obr. 3). Najvýraznejšie zlomy tohto typu sú v oblasti zrúcaniny Jasenovského




Obr. 3. Geologický rez humenským mezozoikom medzi Jasenovom a Oreským.
Fig. 3. Geological section of the Humenské vrchy Mts. Mezozoic seqences between Jasenov and Oreské villages.



Obr. 4. a - relikt zámku vrásy v organodetritických vápencoch apta s jv. orientáciou osi b vrásy, b - dextrálny šikmý posun na subvertikálnom dislokačnom systéme s jv. orientáciou, vápence gutensteinského typu, c - relikt zámku ramena vrásy (SV orientácia osi b) s vývojom puklinového systému osovej roviny. Organodetritické vápence, barém - apt.
Fig. 4. a - a relic of the fold closure in the Aptian limestones with SE orientation of the b-fold axis, b - dextral oblique strike-slip on the subvertical joint-set with SE orientation. The limestones of the Gutenstein type. c - a relic of the fold closure and fold limb (NE orientation of the B-fold axis) with development of the axial plane joint-set. Organodetrital limestones, Barremian - Aptian.

hradu na tektonickom styku súvrství stredného triasu a nižšej jury, ako aj v oblasti Uhliská, kde po nich poklesol dolomit. V okrajových častiach vrchov sa zistili zlomové systémy smeru V - Z, ktoré kontrolujú priebeh morfoštruktúrneho hrastu Humenských vrchov. Zlomy sú často indikované polohami tektonických brekcií.

Priečny systém zlomov smeru S - J, resp. SV - JZ, SZ - JV blokovo segmentuje celé územie, člení pôvodnú šupinovitú stavbu na relatívne samostatné bloky a patrí medzi najdôležitejšie štruktúry makrostavby územia. Priebeh tohto systému sa potvrdil aj v paleogénnych sedimentoch na severnom okraji Humenských vrchov. Na zlomoch tohto systému sa zistil dextrálny posun (obr. 4b). V južnej šupine sa ako výsledok pohybov pozdĺž týchto zlomov vyvinuli sprievodné dislokácie pripomínajúce Riedlove strihy.

## Kinematická analýza disjunktívnych štruktúr

Na rekonštrukciu paleonapätí v skúmanom území sme použili plochy vrstvovitosti s prejavmi pohybov a dislokácie. Za indikátory zmyslu pohybu sme pokladali striácie a strečingové štruktúry na ploche a v niektorých prípadoch sme využili aj sekundárne fraktúry, ako aj posun kalcitových žiliek.

Získané údaje sme analyzovali pomocou metód Angeliera a Mechlera (1977) a Lisleho (1988). Tieto metódy umožňujú relatívne rýchlo spracovať veľký počet dát, ale výsledok môže zaťažiť subjektívna chyba pri selekcii rozdielnych napäťových polí. Smer maximálneho ($\sigma_1$) a extenzného kompresného ($\sigma_3$) napätia sme dešifrovali prostredníctom počítačového programu NAPAN (Bláha, 1991), ktorý je aplikáciou programu ROMSA (Lisle, 1988).

Vyčlenili sme päť rozdielnych napäťových polí (obr.5):

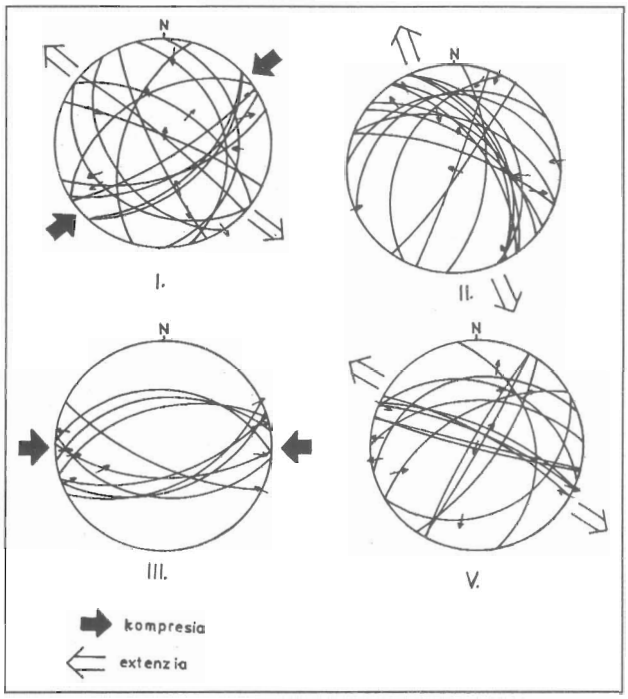
| | $\sigma_1$ | $\sigma_3$ |
|---|---|---|
| napäťové pole I | 50° / 30° | 310° / 30° |
| napäťové pole II | 115° / 50° | 340° / 15° |
| napäťové pole III | 270° / 30° | 70° / 60° |
| napäťové pole IV | 340° / 20° | 210° / 10° |
| | 220° / 20° | 330° / 30° |
| | 140° / 80° | 330° / 10° |
| napäťové pole V | 175° / 50° | 305° / 40° |

Najstaršie je napäťové pole I, najmladšie V.

S pôsobením napäťového poľa I spájame vznik regionálnych štruktúr pri kompresii smeru SV - JZ , t. j. vznik šupinovitej stavby územia a vývoj smernej vrásovej stavby v šupinách. Ide hlavne o vrásovú stavbu šupiny Jasenovského hradu, ako aj o smerné prevrásnenie niektorých súvrství v rámci šupín .

Maximálna kompresná zložka napäťového poľa II pôsobí v smere horninových pruhov, teda v jv. smere. S orientáciou tohto napäťového poľa pravdepodobne súvisí smerné vykĺňovanie čiastkových šupín humenského mezozoika, najmä na V od študovaného územia v oblasti Brekova (Maheľ, 1986; Luščák, 1992).

Napäťové pole III bolo zachytené v mezozoických komplexoch len na okrajoch hrastu Humenských vrchov




Obr. 5. Napäťové polia I, II, III, V a reprezentatívne zlomové plochy.
Fig. 5. Paleostress fields I, II, III, V and the representative fault planes.

a v paleogénnych sedimentoch, a podľa toho usudzujeme, že sa kompresné pôsobenie smeru Z - V zúčastňovalo na formovaní neogénneho výzdvihu Humenských vrchov, najmä v ich okrajových úsekoch.

Prítomnosť napäťového poľa IV sa potvrdila len z najjužnejších okrajových úsekov študovaného územia a vyznačuje sa rozdielnou orientáciou osí napätia. Tento fakt principiálne vysvetľujeme ako výsledok rozdielneho správania sa krýh mezozoika v dôsledku jeho rozčlenenia výraznými zlomami smeru S - J. Z tohto vyplýva, že je evidentne staršie ako napäťové pole V.

Štruktúry, ktoré vznikli ako výsledok pôsobenia napäťového poľa V, sú zastúpené vo všetkých šupinách mezozoika študovaného územia a v paleogéne. Charakteristickým prejavom tohto poľa sú regionálne priečne posuny smeru S - J, ktoré prechádzajú naprieč celým územím a dominantne modelujú jeho súčasnú geologickú stavbu.

## Diskusia

Za relatívne najstaršie pokladáme napäťové pole I, ktoré súhlasí s vergentným násunom smeru J - JJZ čiastkových šupín mezozoických komplexov krížňanského príkrovu. Pôsobenie maximálnej kompresnej zložky od SV zodpovedá doterajším poznatkom o miocénnom spätnom násune flyšového pásma vo východnom úseku Západných Karpát. Štruktúry reprezentujúce toto napäťové pole sú rovnomerne zastúpené na celom študovanom území vrátane pohybov po plochách vrstvovitosti a s ňou subparalelnej kliváže vyvinutej v blízkosti styku šupín, čo dobre súhlasí so vznikom šupinovitej stavby.

Orientáciu maximálnej kompresnej zložky (VJV) napäťového poľa II spájame so smernými posuvnými pohybmi šupín humenského mezozoika. Výsledkom je pravdepodobne i kulisovité vykliňovanie šupín známe z východnej časti vrchov. Časové zaradenie a smery pohybov sú prakticky v súlade aj s výsledkami paleonapäťovej analýzy severnej časti východoslovenskej panvy (Nemčok, 1991), kde autor nevylučuje aktivitu ľavostranných posunov smeru SZ - JV podľa hlavného posunu, ktorý sleduje severozápadný okraj Vihorlatu.

Diskutabilná je otázka príčin výzdvihu Humenských vrchov pozdĺž systému zlomov smeru V - Z . Okrajové kryhy mezozoika následne poklesávali podľa okrajových smerných dislokácií a zároveň po plochách vrstvovitosti. V prospech takejto interpretácie svedčí poklesový charakter indikátorov pohybu na obidvoch typoch štruktúrnych plôch. Problematické je aj presnejšie časové zaradenie dextrálnych posunov smeru S - J, ktoré v študovanom úseku dominujú. Podľa spomenutej analýzy sa mohli vyvíjať už v spodnom miocéne, ale zaznamenali sa aj v sarmate, kde však majú poklesový charakter (Nemčok, l. c.).

## Záver

Mezozoické komplexy Humenských vrchov v študovanej oblasti možno rozčleniť do troch šupín s monoklinálnym sklonom na SV. Na stavbe šupín sa zúčastňujú súvrstvia krížňanskej jednotky od stredného triasu až po alb. Prítomnosť výraznej vrásovej stavby je preukázateľná najmä na severnom okraji územia v šupine Jasenovského hradu. V nej je navyše vyvinutá výrazná antiklinálna štruktúra fixovaná hlavne súvrstviami dogeru a malmu.

Medzi najvýznamnejšie štruktúrne fenomény územia patria pozdĺžne zlomy reprezentované tektonickým stykom šupín, a najmä priečne zlomové systémy, ktoré majú charakter dextrálnych posunov. Okrajové zlomy smeru V - Z sú najzreteľnejšie pri východnom okraji vrchov.

Kinematickou analýzou smerných aj pozdĺžnych zlomových systémov sme vyčlenili päť napäťových polí. Prvé dve z nich pokladáme za spodnomiocénne a súvisia so spätným násunom krížňanského príkrovu a so vznikom jeho šupinovitej stavby. Posledné tri napäťové polia sú pravdepodobne výsledkom miocénnych pohybov v širšej oblasti územia.

## Literatúra

Angelier, J. & Mechler, P. 1977: Sur une methode graphique de recherche des contraites principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedresdroits. *Bull. Soc. Géol. France, 7, 19, 6, 1309 - 1318.*

Bláha, P. 1991: Paleonapäťová analýza. *Manuskript - Banícka fakulta TU Košice, 1 - 16.*

Jacko, S. ml. 1993: Geologická stavba humenského mezozoika medzi Jasenovom a Oreským. *Manuskript - Banícka fakulta TU Košice, 1 - 58.*

Kullmanová, A. & Maheľ, M. et. al. 1975: Štruktúrny vrt MLS - 1 Podskalka (Humenské pohorie). *Bratislava, GÚDŠ, 1 - 75.*

Leško, B. 1953: Geológia tektonických jednotiek na východnom Slovensku pri Humennom. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 4.*

Lisle, R. J. 1988: ROMSA: A basic program for paleostress analysing fault-striation data. *Comp. Geosci, 14, 2, 255 - 259.*

Luščák, J. 1992: Geologická stavba okolia Brekova - Humenské pohorie. *Manuskript - Banícka fakulta TU Košice, 1 - 76.*

Maheľ, M. 1963: Nové opoznatky o stratigrafii a tektonickom postavení Humenského pohoria. *Geol. Práce, Spr. 30, 5 - 20.*

Maheľ, M. 1971: Humenské pohorie v svetle niekoľkých nových stratigrafických poznatkov. *Mineralia slov., 3, 11, 243 - 245.*

Maheľ, M.1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky 1. *Bratislava, Veda, 1 - 503.*

Nemčok , M. 1989: Metodika výskumu mezoštruktúr a možnosti jeho aplikácie (Písomná správa k odbornej kandidátskej skúške.) *Manuskript - GÚDŠ Bratislava, 1 - 143.*

Nemčok, M. 1991: Štruktúrna analýza severnej časti východoslovenskej pánvy. *In: Čiastková správa úlohy P - 01 - 547 - 625 / 03: Geologické perspektívy výskytov ropy a zemného plynu v SR. Manuskript - GÚDŠ Bratislava, 1 - 11.*

Ramsay, J. G. & Huber, M. I. 1987: The techniques of modern Structural Geology. Vol. 2 : Folds and Fractures. *Academic Press (London), 1 - 700.*

Roth, Z.1956: Geológie Humenského pohoří na východním Slovensku. *Geol. Práce, Zpr. 8, 5 - 22.*

## Structural and geological pattern and paleostress analysis of Mesozoic complexes between Jasenov and Oreské villages; Humenské vrchy Mts., Eastern Slovakia

Humenské vrchy Mts. build up the most Eastern elevation of the West Carpathian Mesozoic sequences forming partly the border structure between the NE margin of the Eastern Slovakian Neogene basin and the Intra-Carpathian Paleogene formations (Fig.1). Lithostratigraphy and structure of the Humenské vrchy Mts. has been synthetised in works of Leško (1953), Roth (1956), Maheľ (1963, 1971, 1986) and Kulmanová (1973). According to the mentioned authors the Mesozoic complexes of the Humenské vrchy Mts. are formed by Middle Triassic to Middle Cretaceous ( Albian) formations of the Krížna nappe which displays a remarkable south vergent structure within the region. At the basis of some lithological Maheľ (1986) designates the sequence to be a part of the Humenné nappe of the Krížna one.

Using a methodical combination of geological mapping in the scale of 1:10 000 and of the analysis of brittle structures, we try to contribute to the explanation of the structural evolution of the central part of the Humenské vrchy Mts. Striations and stretching lineations developed on both single and conjugate planar sets, have been utilised for the computing of principal stress directions. Field data have been analysed according to Angelier-Mechler (1977) and Lisle (1988) methods applying also the NAPAN program of Bláha (1991).

A noteworthy feature of the Humenské vrchy Mts. Krížna nappe is its segmentation into several, steeply dipping sheets to NE. The folloving sheets are developed within the studied area: the Jasenov castle sheet, the Javorina sheet and the Uhlisko sheet (Fig. 2). Litostratigraphically the most complete profile of the Anisian to Albian formations appears only within the most northern one - the Jasenov castle sheet in which the thickness of Mesozoic formations is up to 750 m (Fig. 3). Within this sheet only an open fold structure is clearly developed which is, howewer, strongly dissected by the symetrologically axial plane and ac dislocations. Other sheets displays rather monoclinally mbricated structural pattern mainly controlled by tectonically activated lithostratigraphical boundaries. They rather exceptionally contain some lithostratigraphical varieties that are backing within the Jasenov castle sheet. The Uhlisko sheet for example contains a lense of the Middle to Upper Triassic bio-microsparitic limestones and a strip of Liassic spotted marls-fleckenmergels. A regular absence of Jurassic and Createous formations at the present topographic level of both of the mentioned - the southern sheets, is most probably the shearing product of sheet movements during a polystage - Tertiary deformational development of the region. On the other hand owing to incorporation of the discussed formations into successively younger shear zones these formations -in to form of slice structures - are locally preserved within the sheets.

As results following from Fig. 5 and from the foregoing discussion, a governing phenomenon of the structure of Mesozoic formations of the studied part of the Humenské vrchy Mts. are directional faults of both upthrust and normal fault types. These tectonically expressed directional structures are, howewer conspicuously dissected by a set of transversal, predominantly dextral strike-slips. At the Eastern edge of the Humenské vrchy Mts. elevation, also E-W, marginal normal faults are developed. According to the results of paleostress analysis, these brittle structures were developed due to a successive activity of the following five paleostress fields.

| Paleostress field | $\sigma_1$ spatial position | $\sigma_3$ spatial position |
|---|---|---|
| I | 50° / 30° | 310° / 30° |
| II | 115° / 50° | 340° / 15° |
| III | 270° / 30° | 70° / 60° |
| IV | 340° / 20° | 210° / 10° |
| | 220° / 20° | 330° / 30° |
| | 140° / 80° | 330° / 10° |
| V | 175° / 50° | 305° / 40° |

Principal stress directions of the oldest (the first one) coincide with the S - SSE vergent overthrusting of the partial sheets of the Mesozoic formations of the Krížna nappe. Directional strike-slip movements of the sheets onto a set of partial decollement planes is the product of the second paleostress field. Principal stress directions of the third field reflects the E - W compression, which resulted the Neogene uplift of the Humenské vrchy Mts. The presence of the fourth paleostress field has been documented only in the southern margin of the region. Principal stress directions of this stress field show a relatively high variation in spatial orientation due to the rotation of the structures by the strike slips of N - S direction which are the products of the youngest - the fifth paleostress field. We would like to note, that the mentioned time movement directions estimation coincide also with the results of paleostress analyse of the Northern margin of the East Slovakian (Nemčok, 1991).

*Mineralia slovaca, 26 (1994), 212 - 222*

# Stabilita lomovej steny a obytného objektu Železníky - Košice

RUDOLF HOLZER[1] a STANISLAV JACKO[2]

[1]Prírodovedecká fakulta UK, katedra inžinierskej geológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Banícka fakulta TU, katedra geológie a mineralógie, Park J. A. Komenského 15, 043 84 Košice

*(Doručené 18.3.1993)*

**Stability of the quarry wal and living estate - Železníky - Košice; Eastern Slovakia**

The stability of natural or artificial rock walls and the prognosis of their long lasting behaviour belong to the most important problems of engineering geology. The stability of the constructions built up above these walls, mainly in their edge vicinity is of the same importance. The prognosis of the stability is closely connected and primarily given by the complex influence of various factors as the rock mass structure and its changes, influences oriented to the lithological changes - the dynamics of the environment, the ground and surface water influence, etc. This paper presents the way of the most important conditions - and stability factors analysis directed towards the classification of the homogeneous units in the rock mass and to the needed measure proposal.

**Key words:** artificial rock walls, stability conditions, classification and solution

## Úvod

Medzi faktormi primárne ovplyvňujúcimi správanie sa horninových masívov, ich rýchlejšie či pomalšie pretváranie, a tým aj stabilitu má osobitné postavenie bloková stavba - štruktúra masívu. Geneticky ju podmieňujú základné geometrické prvky - plochy alebo zóny diskontinuity, ktoré sú výsledkom litogenetických, tektonických, hypergénnych a iných procesov. Ich priestorové usporiadanie a vzájomné vzťahy určujú nielen tvar a rozmery reprezentatívnej blokovitosti štruktúry, ale aj charakter štruktúrnych medziblokových väzieb. Pri riešení stabilitných otázok prirodzených alebo umelých skalných stien (lomové steny, zárezy líniových stavieb a pod.) možno stanoviť nasledujúcu postupnosť systematickej analýzy geologického prostredia:

- Posúdiť litologickú a štruktúrnu nerovnorodosť masívu: diskontinuitu masívu, zlomové zóny, porušenosť hornín.
- Určiť tvar a rozmer blokov - masív typologicky klasifikovať s dôrazom na charakter medziblokových väzieb.
- Sledovať a stanoviť zmeny stavu horninových blokov a zmeny stavu puklinovej výplne (zvetrávanie).
- Skúmať vzťahy puklinová voda - diskontinuita - bloková stavba masívu. Určiť vplyv podzemnej puklinovej vody na stabilitu sledovaného horninového telesa.
- Skúmať vzťah štruktúry masívu a rozličných technických zásahov (strelné práce, zabezpečovacie opatrenia, sanácia a pod.), v seizmicky aktívnych oblastiach aj účinky prirodzených otrasov.

Uvedené prvky analýzy štruktúry masívu sa v predstihu k výpočtovým schémam združujú do modelových schém, napr. do rovnorodých alebo kvázirovnorodých celkov. Takéto modely vyjadrujú zjednodušené, ale realite zodpovedajúce subštruktúry masívu, od ktorých možno očakávať špecifické správanie sa voči technickému zásahu.

## Riešenie stability skalnej steny Železníky

Špecifickým prípadom je stabilita steny opusteného kameňolomu na lokalite Železníky v Košiciach (obr. 1). Stena sa svojou hornou hranou bezprostredne dotýka 10 + 1 podlažnej bytovej jednotky a negatívne ovplyvňuje statické pomery. Už prvé obhliadky lokality potvrdili krajne nepriaznivé situovanie objektu 1 až 4 m od hrany lomovej steny, intenzívne tektonické porušenie steny, diferencované litologické zloženie a s tým súvisiacu variabilitu stavu hornín, ako aj kontinuálny priebeh recentných geodynamických procesov.

### *Metodika výskumu*

Komplexný charakter problémov stability podmienil voľbu nasledujúceho metodického postupu, ktorý sleduje efektívnosť a racionálnosť konečného výstupu:

- Zhodnotenie archívnych materiálov s osobitným zreteľom na geologicko-tektonické pomery, fyzikálno-mechanické vlastnosti hornín, hydrogeologické pomery a pod.
- Geologické mapovanie lokality v mierke 1:200 s dôrazom na vyčlenenie litologických, príp. inžinierskogeologických typov hornín a príslušných disjunktívnych štruktúr. Súčasťou objektivizácie stavu masívu je aj petrografická charakteristika hornín podložená mikroskopickým štúdiom výbrusov hornín, geofyzikálny a vrtný prieskum.
- Detailnú štruktúrnu analýzu a rozčlenenie lokality na homogénne štruktúrne segmenty ako podkladu na hodnotenie stability steny lomu.
- Vyčlenenie inžinierskogeologických kvázirovnoro-

Obr. 1. Pohľad na centrálnu (ľavý obrázok) a severnú časť (pravý obázok) steny opusteného kameňolomu lokality Železníky so subhorizontálnou polohou aplitu (svetlý pruh) pri báze steny. V strednej časti ľavého obrázka je sledovateľný subvertikálny systém hlavných puklín smeru V-Z. Pravý obrázok demonštruje lokálne zastúpenie výrazných subvertikálnych severojužných puklín.
Fig. 1. View on the central part (the left photo) and on the northern part (the right photo) of the wall of the Železníky abandonet quarry. Subhorizontally deposited aplitic layer near the bottom part of the wall is seen as the light strip on the photographs. On the middle part of the left photo subvertical E-W set of the main joint system is visible. Local development of distinctive, subvertical N-S joint set is demonstrated on the right photography.

dých celkov na základe litologických odlišností, stavu hornín, charakteru diskontinuálnosti, účinkov podzemnej vody atď.

- Inžinierskogeologickú klasifikáciu kvázirovnorodých celkov z hľadiska ich stability, typológiu možného porušenia stability.
- Návrh opatrení na stabilizáciu skalnej steny a obytného objektu.

Výsledky takéhoto postupu predstavujú metodicky integrovaný súbor špeciálnych informácií združujúci výsledky účelovo zameraných prieskumných a laboratórnych metód s cieľom objektívne posúdiť predmet úlohy.

## *Základné údaje o lokalite*

Predmetná lokalita zaberá oblasť opusteného kameňolomu medzi Užhorodskou ulicou sídliska Železníky a Rastislavovou ulicou v obvode Košice-Juh. Oblasť kameňolomu uzatvára z východnej strany asi 250 m dlhý skalný zráz okraja Šibenej hory s celkovým prevýšením 26 - 28 m.

Kameňolom tvorili dve samostatné ťažobné steny - severná, ktorá objekt bytovej jednotky bezprostredne neovplyvňuje, a východná (v smere S - J), ktorá sa objektu priamo dotýka a je od neho oddelená bezpečnostným múrom.

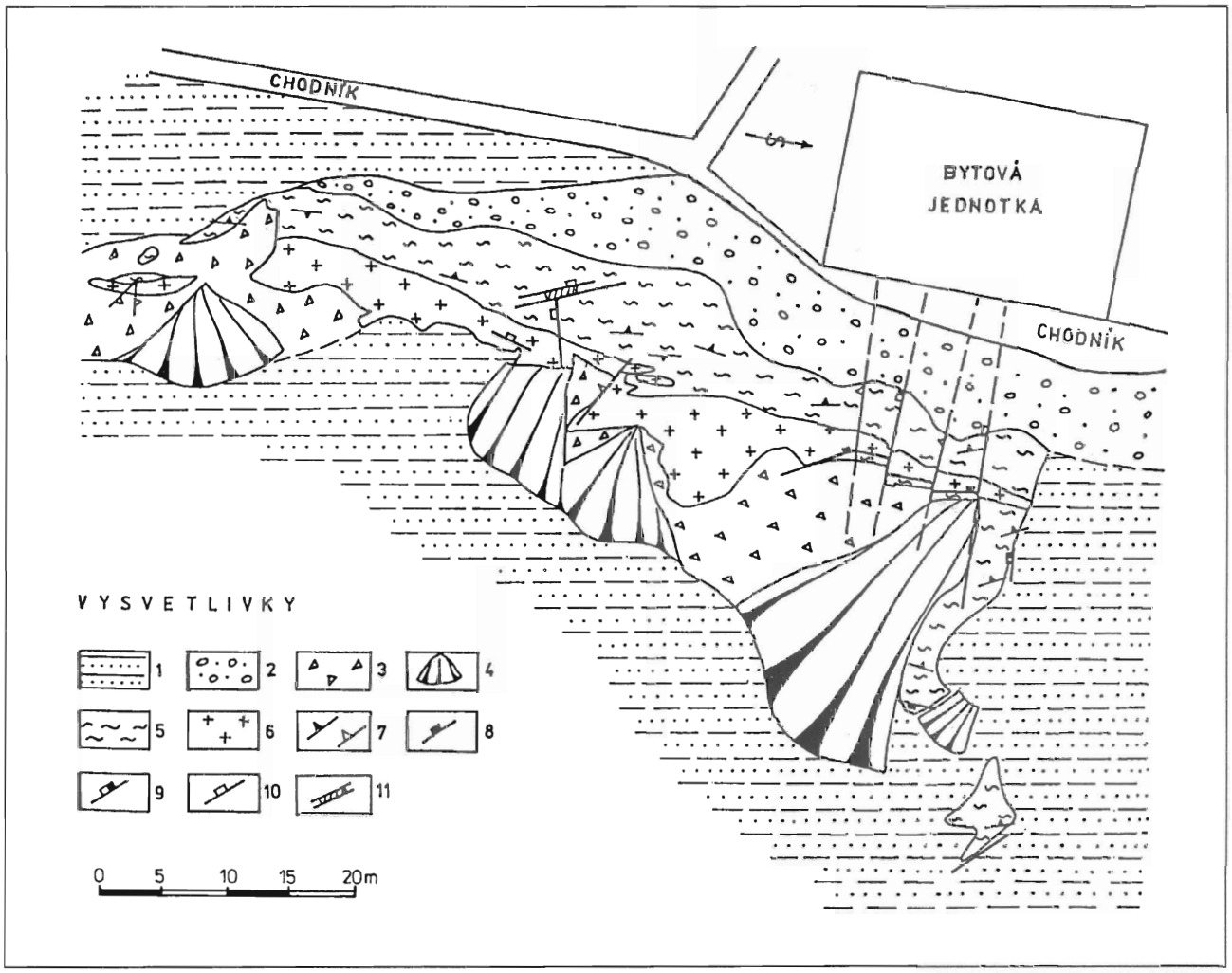
## *Geologická stavba a tektonika územia*

Morfologická elevácia Šibenia hora je najjužnejším segmentom veporika Čiernej hory, ktorý je podľa zlomov smeru SV - JZ, SZ - JV a S - J vyzdvihnutý nad úroveň neogénnych sedimentov Košickej kotliny. Túto hrastovitú eleváciu buduje kryštalinikum a kvartér.

Kryštalinikum vystupuje bezprostredne v podloží terasových štrkov Hornádu a tvorí ho výlučne lodinský komplex pravdepodobne staropaleozoického veku (Jacko, 1985).

Lodinský komplex, odkrytý len v úzkom pruhu (250 x 80 m), tvoria diaftoritizované ruly a medzifoliačné telesa aplitov, príp. pegmatitov. Vystupuje pod ostro zrezanou bázou kvartérnych terasových štrkov, asi 35 m nad súčasnou nivou Hornádu. Podľa širších korelácií je terasa mindelského veku (Janočko, osob. inf.). Na sv. okraji Šibenej hory má mocnosť 4,0 - 4,2 m, smerom na Z jej mocnosť narastá na 6 - 7 m, max. na 10 m. To znamená, že báza terasy má mierny sklon na Z. Terasu tvorí uľahnutý, miestami zahlinený piesčitý štrk. Obliaky tvorí žilný kremeň, granodiority, aplity, horniny permu a pod. Deluviálne akumulácie v nižších častiach svahov prekrývajú v pomerne malej mocnosti (do 1 m) staršie komplexy. Osypové kužele a hlinito-kamenitá sutina sa akumulujú hlavne pri báze obidvoch čiastkových stien kameňolomu. Miestami dosahujú značnú mocnosť (viac ako 1 m), ale ťažko v súčasnosti ich odlíšiť od staršieho materiálu umelých výsypiek z lomovej činnosti. Vyťažený priestor lomu miestami zapĺňa veľmi nerovnomerná vrstva navážky (obr. 2).

Prítomnosť troch výrazných zlomových systémov (smeru SZ - JZ, SV - JZ a S - J) spôsobila výraznú segmentáciu litologických komplexov predkvartérneho podložia okraja Košickej kotliny. Takáto štruktúrna diferencovanosť vyvolala v krehkom prostredí vznik významných systémov diskontinuít, ktoré zväčša dobre korešpondujú s priebehom regionálnych zlomov (obr. 3).




Obr. 2. Geologická mapa. 1 - navážka a nerozlíšené svahové sedimenty, 2 - terasové piesčité štrky, 3 - kamenitohlinitá sutina, 4 - osypové kužele, 5 - diaftoritizované ruly, 6 - aplity, 7 - bridličnatosť a kliváž, 8 - dislokácie s dm polohami fylonitov, 9 - dislokácie s cm polohami fylonitov, 10 - dislokácia bez fylonitov, 11 - poruchová zóna.

Fig. 2. Geological map. 1 - fill and slope deposits - non distinquished, 2 - terrace sandy gravels, 3 - stony-loamy-debris, 4 - colluvial cones, 5 - diaphtorized gneisses, 6 - aplites, 7 - schistosity and cleavage, 8 - dislocations with the phylonite layers in dm thickness, 9 - dislocations with the phyllonite layers in cm thickness, 10 - dislocations without phyllonite, 11 - fault zone.

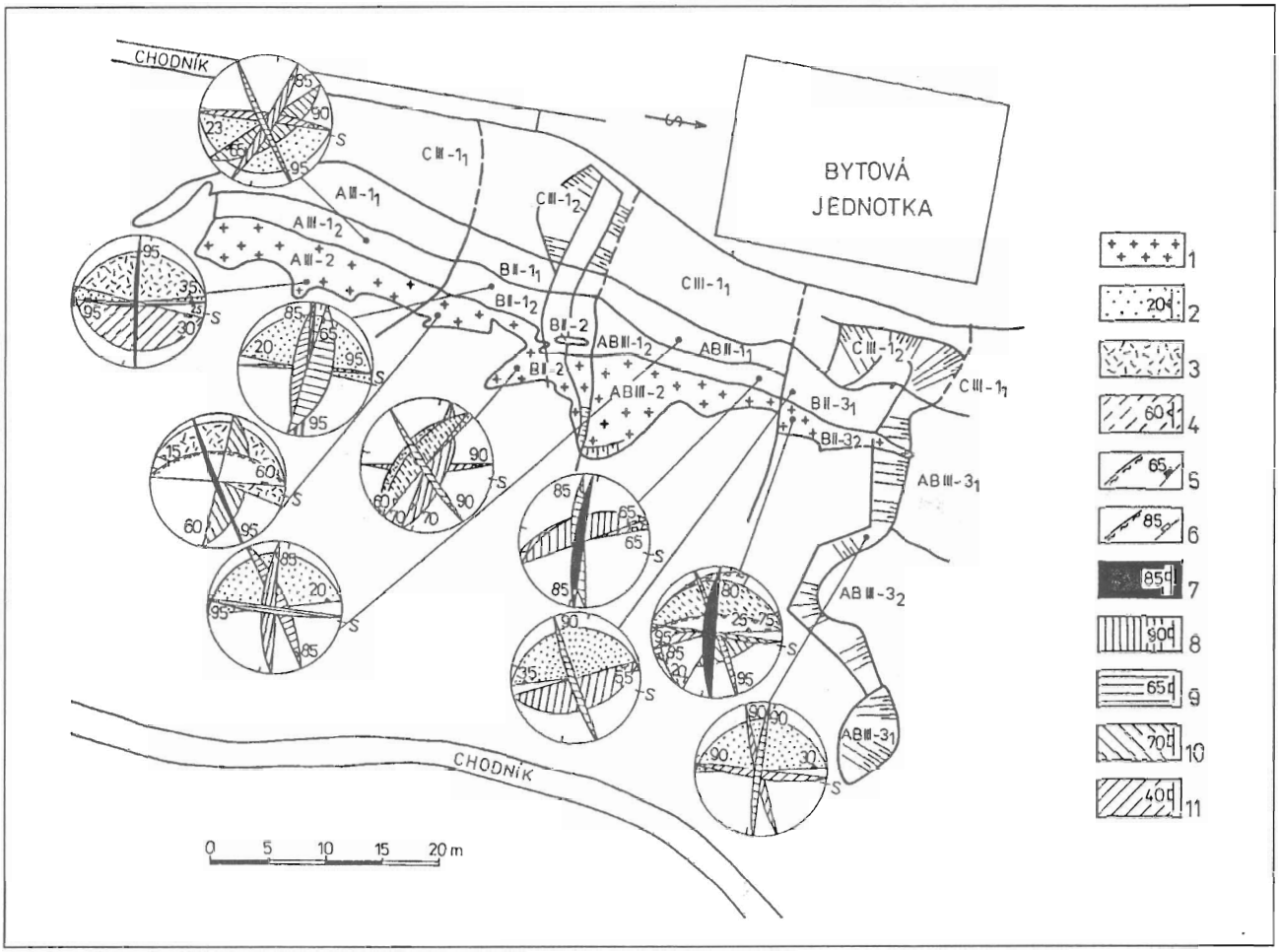
Ich prítomnosť na lokalite má silný dezintegračný účinok na skalný masív a z hľadiska jeho stability je nepochybne najdôležitejším negatívne pôsobiacim fenoménom. Strmé severojužné puklinové systémy a zlomy sú sprievodnými štruktúrami hornádskeho systému zlomov. Overené zlomy smeru VSV - ZJZ patria skôr založenému systému, ktorý bol reaktivovaný pohybmi na severojužných zlomových štruktúrach. Druhým významným tektonickým prvkom je bridličnatosť diaftorizovaných rúl lodinského komplexu. Má generálny priebeh S - J a mierny úklon na Z (obr. 3).

Z výsledkov sledovania recentných tektonických pohybov v západnej časti Košickej kotliny (Marčák, 1987) vyplýva absencia recentnej tektonickej aktivity (v rokoch 1985 - 1987). Podobné výsledky preukázala aj lokálna sieť nivelačných bodov.

*Inžinierskogeologická charakteristika lokality*

Hlavnú stenu kameňolomu, orientovanú severojužným smerom, oddeľuje od terasovej rovne sídliska Železníky ostrá hrana. Rozdeľujú ju tri výrazné priečne erózne ryhy na štyri segmenty a má členitý reliéf. Južný okrajový segment je zväčša pokrytý kamenitohlinitým delúviom. V ďalších troch izolovaných úsekoch vystupuje spod delúvia značne zvetraná diaftoritizovaná rula. V spodnom úseku steny je sčasti odkrytá medzifoliačná poloha aplitu. Z hľadiska zabezpečenia stability steny má rozhodujúci význam centrálny segment a segment medzi centrálnou a severnou ryhou.

*Centrálny segment* smerom na S zasahuje až po ústrednú ryhu smeru V - Z na strmej poruche (zlomový puklinový systém) cm - dm rádu. Na báze má subvertikálnu

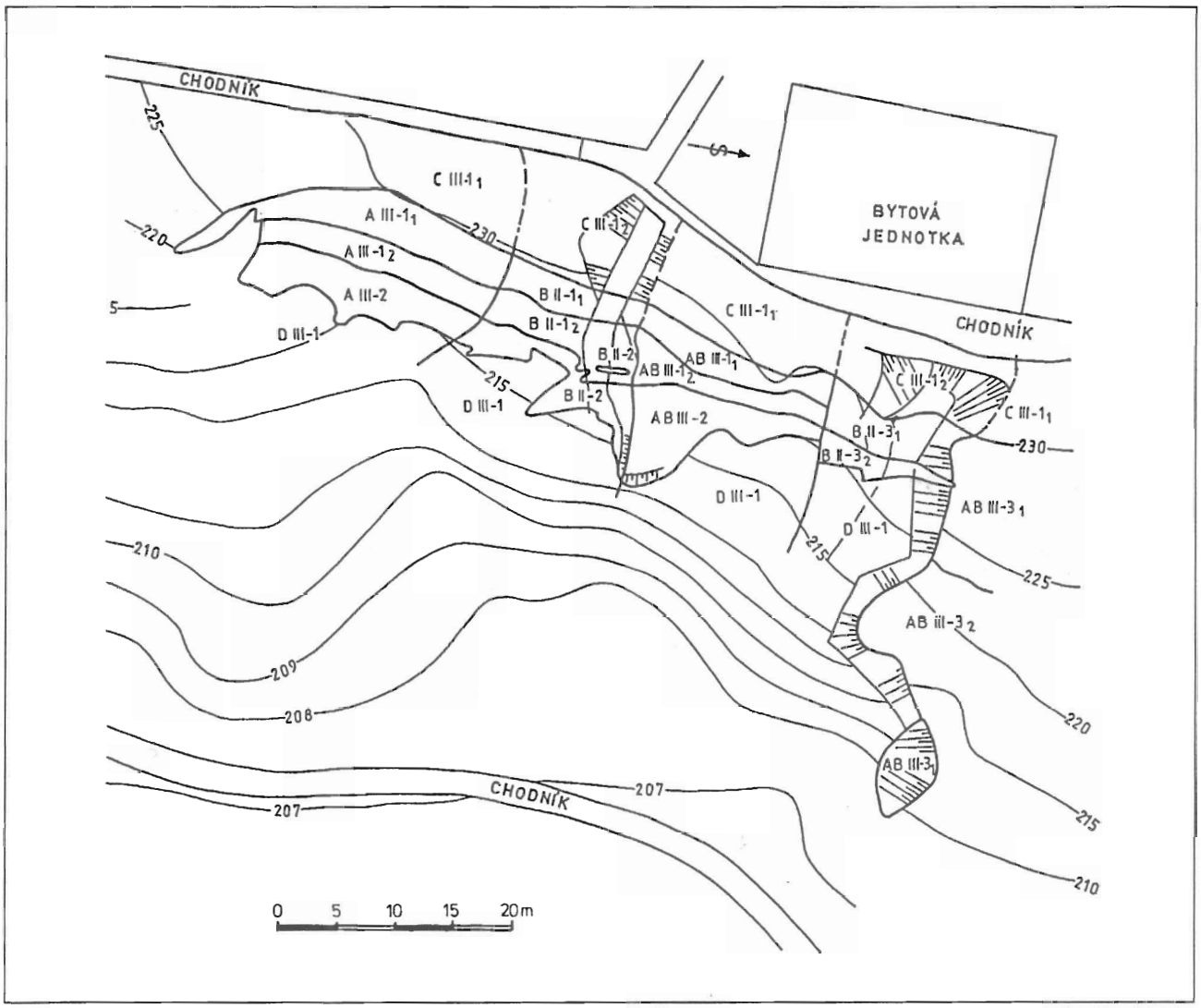



Obr. 3. 1 - aplitická poloha, 2 - bridličnatosť diaftoritizovaných rúl, 3 - lavicovitá odlučnosť aplitov, 4 - kliváž, 5 - dislokácie s cm-dm zónami tektonitov, 6 - dislokácie bez tektonitov, 7 - systém hlavných puklín, 8 - systém puklín $P_1$, 9 - systém puklín $P_2$, 10 - systém puklín $P_3$, 11 - systém puklín $P_4$. Indexácia puklinových systémov ($P_1$ - $P_4$) vyjadruje kvantifikačné parametre systémov v predmetnom štruktúrnom okrsku. Sukcesívne relácie systémov ilustrujú vzťahy ich priemetov v tektonogramoch. Ďalšie vysvetlenie v texte.

Fig. 3. 1 - aplitic layer, 2 - schistosity of diaphtoritised gneisses, 3 - sheet jointing of aplites, 4 - cleavage, 5 - dislocations with cm-dm tectonite zones, 6 - dislocations without tectonites, 7 - main joint's set, 8 - $J_1$ joint's set, 9 - $J_2$ joint's set, 10 - $J_3$ joint's set, 11 - $J_4$ joint's set. Joint'sets indexation ($J_1$ - $J_4$) expresses quantifying parameter of joint systems within related structural domain. Successive relations of joint sets are expressed by their pattern relations within stereographic projections. Futher explanations see in text.

stenu (až previs) z aplitov v mocnosti 8,30 - 9,60 m, resp. málo zvetrané až zdravé ruly v mocnosti 1,5 m v tesnom nadloží aplitov. Sklon steny nadložných zvetraných rúl dosahuje 60°. Asi od 225 m je sklon steny miernejší (cca 40°) a podložné horniny sčasti prekýva zatrávnená hlinitá sutina. Nad umele založenou kavernou v aplitoch sa v nej nachádza uvoľnený blok s rozmermi 5 x 2,50 x 0,50 m. Terasové štrky s bázou v 228 m majú mocnosť asi 3 m a nadložná hlina okolo 0,8 m. Vo zvetraných diaftoritizovaných rulách nad polohou aplitu v centrálnej ryhe až do výšky 228 m sú lokálne deformácie, ako je uvoľňovanie a vypadávanie blokov a ojedinele aj väčších častí steny. Najviac je postihnutá asi 1-metrová poloha (227 - 228 m), ktorú tvorí intenzívne zvetraná rula, vytvárajúca úplne rozvoľnenú zónu úlomkov a blokov.

*Segment medzi centrálnou a severnou ryhou v kameňolome* vytvára bezprostredné podložie obytného bloku. Jeho bázu (v južnej časti) až po vrstevnicu 219 m tvoria aplity. Smerom na S sa ich mocnosť zmenšuje, a to zo 6,5 m na 3,5 m pri rozhraní s ďalšou významnou subvertikálnou poruchou. Od tejto poruchy až po ryhu pri severnom okraji lomu sú na styku aplitov s podložnými rulami pozdĺž poruchy smeru S - J (sklon na Z) vyvinuté fylonity v mocnosti 30 - 70 cm. Sklon časti steny tvorenej aplitmi s polohou rúl mocných 1,5 m má hodnotu 65 - 78°. V nadloží aplitu v južnej časti segmentu majú ruly mocnosť 3,50 - 4,20 m pri subvertikálnom sklone steny lomu. Nadložné, silne zvetrané diaftoritizované ruly nesúvisle pokrýva kamenitá až kamenitohlinitá sutina. Svah je miernejší a má sklon okolo 40°. Piesčité terasové štrky sú mocné okolo 4,5 m a majú bázu vo výške 228 m. Na povrchu ich pokrýva navážka, smerom do kameňolomu sú odkryté, v strmom sklone a postupne sa osýpajú.




Obr. 4. Rovnorodé celky stability.
Fig. 4. Homogeneous stability units.

*Severná ryha* je zároveň rozhraním medzi obidvoma hlavnými stenami lomu. V hornej časti má od 221 m erózny charakter, stupňovitý a nepravidelný reliéf a generálny sklon 40°, od výšky 229 m až po hornú hranu (teda aj v štrku) 60°. V spodnej časti (pod 221 m) ju vypĺňa osypový kužeľ so sklonom generálne 35°, na úpätí lomu kamenitá sutina.

Dolný úpätný „pracovný" priestor lomu je vyplnený kamenitohlinitou sutinou, osypovými kužeľmi a ojedinele navážkou. Spod tohto materiálu vystupuje blok diaftoritizovaných rúl.

## Charakteristika nerovnorodosti horninových komplexov

Z petrografických charakteristík hornín skalného podkladu opusteného kameňolomu a výsledkov štruktúrneho výskumu územia vyplývajú nasledujúce závery:

- horniny majú výrazne anizotropný charakter, spôsobený najmä dvoma systémami kliváže a prítomnosťou zvyčajne troch systémov puklín cm-dm rádu, ktoré zároveň podmieňujú tvarovú a rozmerovú blokovitosť;
- ďalším, niemenej dôležitým faktorom je rytmické porušenie hornín dislokáciami sprevádzaný cm-dm zónami kataklazitov;
- významnú nerovnorodosť horninového masívu spôsobujú dislokácie dm - 100 m rádu sprevádzanými výraznými puklinovými systémami;
- proces zvetrávania zvýrazňuje najviac porušené zóny masívu; diferencovane dezintegruje pôvodne odolný celok a recentná aktivita procesu miestami negatívne ovplyvňuje stabilitu horninového telesa.

## *Analýza inžinierskogeologických podmienok stability*

Ťažisko analýzy stability zložitej štruktúry horninového masívu spočíva v jeho rozčlenení na kvalitatívne

rovnorodé celky, v ich štruktúrno-litologickej analýze a v kvantitatívno-grafickom vyjadrení podmienok stability vo vyčlenených celkoch.

Metodiku analýzy podmienok stability sme konkretizovali nasledujúco:

- Vyčlenili a zhodnotili sa jednotlivé litologické celky s dôrazom na charakteristiku zmien ich stavu v dôsledku pôsobiacich, zväčša exogénnych fenoménov.
- Podobne sa zhodnotila dislokovanosť horninového prostredia najmä s dôrazom na priestorovú orientáciu poruchových zón a zlomov, na vyčlenenie hlavných systémov diskontinuít alebo významných individuálnych puklín (obr. 3).
- Na základe uvedených parametrov sa stanovila tvarová a rozmerová blokovitosť masívu, stupeň zopnutia, resp. rozvoľnenia blokov.
- Zvážil sa účinok podzemnej puklinovej vody, ale hlavne účinok povrchovej prívalovej vody na deštrukciu štruktúry a blokov v masíve.
- Zhodnotili sa súčasne prebiehajúce procesy a deformácie v lomovej stene, rešpektoval sa faktor času na postupne regenerovaný tvar a sklon steny, ako aj vplyv antropogénnych a iných faktorov.

Už prvé práce ukázali, že vyčlenené celky a podcelky sa vyznačujú odlišnými vlastnosťami a správaním, ktoré treba rešpektovať pri hodnotení stability steny, pri prognóze možných deformácií a výbere racionálnych sanačných opatrení.

Značná nerovnorodosť prostredia, účinky vonkajších faktorov a pod. boli predpokladom úvah o individuálnom prístupe k stabilizácii steny v jej jednotlivých úsekoch a v dodatočnom priamom sledovaní jej účinnosti.

*Charakteristika vyčlenených masívov a celkov*

Pri vyčleňovaní rovnorodých celkov masívu podľa uvedených kritérií sme sa pridržali niektorých osvedčených klasifikácií (Golodkovskaja, Matula a Šaumjan, 1987; Matula et al., 1988) a výsledkov využitia ich modifikácií v aplikovanej praxi. Klasifikácia, ktorú sme aplikovali, si vzhľadom na špecifické podmienky problému vyžiadala istú úpravu a doplnenie. Základom vyčlenenia piatich základných typov masívu bola litologická a štruktúrna nerovnorodosť horninového prostredia (tab. 1):

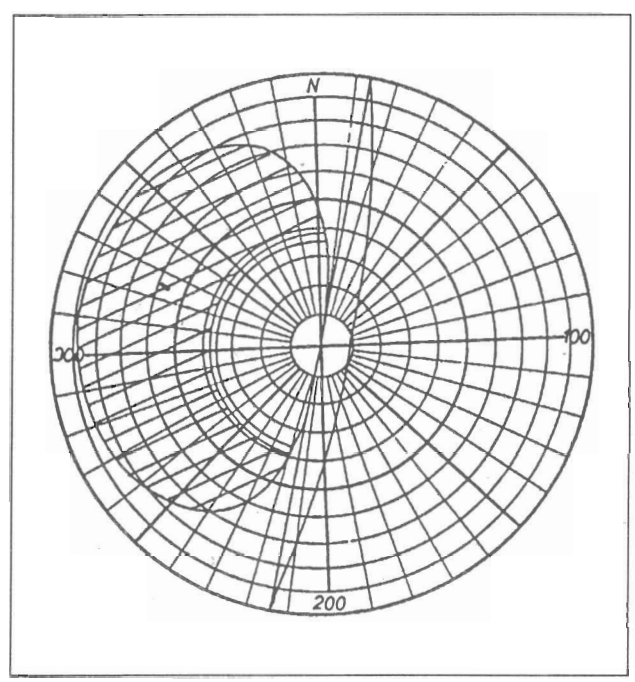
A III - skalný masív celistvých rúl a aplitov s vložkami pegmatitov,
B II - masív zlomovej poruchy,
AB III - skalný až poloskalný masív diaftoritizovaných rúl a aplitov,
C III - zemný masív nesúdržných terasových štrkov,
D III - zemný masív nesúdržnej sutiny a osypových kužeľov.

Ďalej sa tieto základné masívy rozčlenili na podrobnejšie celky odrážajúce špecifiká litologickej rozdielnosti (veľké arabské číslice). Tie sa ďalej delia na podcelky odlišujúce sa stupňom zvetrania, blokovitosti, rozvoľnenia a pod. vyjadrené v znaku malou číslicou v indexe (obr. 4). V tab. 1 sa ďalej uvádzajú pre stabilitu celkov dôležité charakteristiky systémov diskontinuít a zlomových dislokácií. Ich symboly a číslice znamenajú: B - bridličnatosť, $P_1$, $P_2$ ... - systémy puklín, $L_1$, $L_2$ ... - lavicovitá odlučnosť, K - kliváž, XB - usmernenie xenolitov rúl, PZ - puklinová zóna, $D_1$, $D_2$ ... - dislokácie. Vzdialenosť (hustota) diskontinuít v systémoch je vyjadrená v cm a zatriedená podľa ČSN 72 1001. Priebežnosť systémov diskontinuity (P - priebežné, N - nepriebežné), otvorenosť a drsnosť diskontinuít sa klasifikujú podľa ČSN 72 1001. Pri výplni sa udáva základný typ zeminy. Triedy pevnosti v tlaku horniny sa uvádzajú podľa ČSN 73 1001.

Riešenie stability vyčlenených inžinierskogeologických celkov

Riešenie stability je založené na analýze prvkov diskontinuity vynesených do kruhových diagramov, keď sa vopred stanovila ich dôležitosť, resp. ich určujúce parametre. Takto sme vyčlenili základné systémy geneticky odlišnej diskontinuity, dislokovanosti, bridličnatosti, resp. lavicovitej odlučnosti, ďalej puklinové zóny určené buď jednou hodnotou (individuálny bod) smeru sklonu a sklonu (v grádoch), alebo v prípade potreby odôvodneným rozptylom hodnôt (zoskupenie bodov v plôške). Tieto body vyjadrujú póly plôch príslušných diskontinuít. Priaznivosť či nepriaznivosť ich polohy sa posudzovala vždy vo vzťahu k orientácii príslušného úseku lomovej steny.

V etape prác, ktorá vyžadovala urýchlené predloženie prvých výsledkov analýzy, sme použili názorné grafické riešenie podľa Marklanda (1972 in John-Deutsch, 1974), ktorého princíp je na obr. 5. Jeho najväčšou výhodou je, že umožňuje určiť, ktoré diskontinuity (alebo systémy) na základe svojej priestorovej orientácie bezprostredne




Obr. 5. Grafické riešenie stability podľa Marklanda.
Fig. 5. Graphical solution of stability according to Markland.

TAB. 1

Rovnorodé celky masívu a ich charakteristika ($P_1$ ... $P_n$ - puklinové systémy, $B_1$ ... $B_n$ - bridličnatosť, $D_1$ ... $D_n$ - dislokácie, PZ - poruchová zóna)
Homogenous stability units of the rock mass and their characteristics ($P_1$ ... $P_n$ - joint sets, $B_1$ ... $B_n$ - schistosity, $D_1$ ... $D_n$ - dislocations, PZ - shear zone)

| Základný typ masívu | Celky a podcelky podobnej litológie, blokovitosti a stavu | Pevnosť trieda | Významné systémy disconsinuity smer skl., sklon (v grádoch) | Potenciálne deformácie | Technické opatrenia | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | Sklon steny | Sanácia |
| AIII - celistvý masív rúl a aplitov s pegmatitmi | AIII-$1_1$ zvetrané až rozvetrané kremenné až dvojsľudné ruly, diaftoritizované. Usmernená textúra, intenzívny rozpad. | $R_{3-4}$ | B-95/20, $P_1$-160/95, $P_2$-230/85, $P_3$-20/80, D-260/60 | Žiadne, lokálne uvoľňovanie blokov 25 x 20 x 20 cm | 5:2 | V AIII-$1_1$ odstrániť uvoľnené bloky, zosvahovať a chrániť ukotvenou sieťou. |
| | AIII-$1_2$ kremenno-dvojsľudné ruly diaftoritizované, čiastočne navetrané. Celistvá hornina. | $R_2$ | B-310/15, $P_1$-230/90, $P_2$-95/100, $P_3$-100/55, $P_4$-115/100, $P_5$-150/65 | Lokálne planárne deformácie. Na križovaní systémov $P_3$ a $P_5$ klinová deformácia | Ponechať prirodzený sklon svahu | Masív AIII ako celok nevyžaduje sanačné opatrenia. Stabilita objektu nie je ohrozená. |
| | AIII-2 medzifoliačné telesá aplitu, zdravé, masívne, lavicovité, celistvá hornina. | $R_2$ | $P_1$-300/90, $P_2$-185/75, $P_3$-390/90, $P_4$-20-60/90, $D_1$-10/90, $D_2$-320/35 | Stabilná zóna. Hornina celistvá, masív neporušený | Ponechať prirodzený sklon svahu | |
| BII - masív zlomovej poruchy v rulách a aplitoch | BII-$1_1$ kremenno-dvojsľudné ruly (centrálna ryha) drvené tektonicky, drobnoúlomkovitý rozpad. | $R_4$ | $B_1$-275/10, $B_2$-90/20, $P_1$-5-20/75, $P_2$-350/95, $P_3$-295/90, $P_4$-145/100, D-10/55, 5/55, 5/75 | Intenzívne rozvoľnenie a uvoľňovanie úlomkov. Výmoľová erózia po $D_1$ a $P_1$ | 5:3,5 | Materiál v ryhách zosvahovať a ryhy v podcelkoch BII-$1_1$ a BII-$1_2$, BII-$3_1$ stabilizovať prehrádzkami zo železového betónu alebo ekokošov. Výška prehrádzok nad terénom cca 1 m, šírka 1 m. Počet prehrádzok 2 v každej ryhe. |
| | BII-$1_2$ ako BII-$1_1$, menej dezintegrované zvetrávaním. Nerovnorodá blokovitosť. | $R_3$ | $B_1$-105/25, $B_2$-330/25, $P_1$-50/60, $P_2$-340/85, $P_3$-290/70 | Planárna deformácia po $P_1$. Lokálne osypy a uvoľnenie blokov 40 x 30 x 30 cm | 5:3 | |
| | BII-2 izolované medzifoliačné telesá aplitov. Lavicovitá blokovitosť. Relatívne celistvé. | $R_2$ | $P_1$-15/70, $P_2$-185/85, $P_3$-145/95, $P_4$-70/80, $D_1$-265-290/60 | Planárna deformácia po $P_4$ klinová po $P_4$-$P_1$ a $P_4$-$P_2$ | 5:2 | |
| | BII-$3_1$ ruly, zvetrané, intenzívne porušené, drobnoúlomkovitý rozpad. | $R_4$ | B-280/35, $P_1$-165/90, $P_2$-70/40 | Ojedinelá planárna deformácia po $P_2$. Možné klinové porušenie po $P_2$-$P_1$ | 5:3,5 | |
| | BII-$3_2$ relatívne zdravé aplity s pegmatitmi a vložkami rúl. Celistvé, hrubo blokovité. | $R_2$ | $P_1$-190/85, $P_2$-270/65, $P_3$-95/95, $P_4$-65/60, $D_1$-285/75, $D_2$-240/35, $D_3$-220/30, $D_4$-255/75 | Planárna deformácia po $P_4$, lokálne klinová po $P_4$-$P_2$, kombinované porušenie po $P_4$ a $D_4$, $D_1$ a $P_2$ | 5:2 | |

*Pokračovanie tab. 1*
*Continuation of tab. 1*

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| AB - skalný až poloskalný masív diaftoritizovaných rúl a aplitov | ABIII-$1_1$ zvetrané ruly, masív silne dezintegrovaný tektonicky i hypergénne. Drobnoúlomkovitý rozpad. | $R_4$ | B-295/10, $P_1$-355/90, $P_2$-290/85 | Nestabilná zóna - silné rozvoľnenie, osypávanie drobných úlomkov | 5:3 | Ojedinelé uvoľnené časti steny (bloky) stabilizovať klinmi ⌀ 15 - 30 mm o dĺžke 1 - 2 m. Preinjektovať otvorené pukliny. Zónu zvetraných až rozvetraných (ABIII-$1_1$, ABIII-$3_1$) hornín zosvahovať, pokryť silonovou sieťou, zahumusovať a zatrávniť. |
| | ABIII-$1_2$ relatívne zdravé ruly dvojsľudné a kremenné, hrubolavicovité. | $R_2$ | $P_1$-200/90,$P_2$-290/70,$P_3$-90/100, $P_4$-350/85,$D_1$-285/75,$D_2$-0/35, $D_3$-220/20,$D_4$-255/75,PZ-195/80, PZ-365/95 | Stabilná zóna. Občasné uvoľňovanie blokov po $P_2$ | 5:2 | |
| | ABIII-2 relatívne zdravé aplity s vložkami rúl. Celistvé, nepravidelné blokovité. | $R_2$ | $P_1$-290/85, $P_2$-380/75, $P_3$-60/60, D-260/45 | Stabilná zóna. Možnosť planárneho porušenia po $P_2$ príp. kombinované po $P_2$-D | 5:2 | |
| | ABIII-$3_1$ diaftoritizované ruly (fylonit), zvetrané. Drobnobridličnaté, tektonicky i hypergénne porušené. Rozpadavé. | $R_4$ | $B_1$-270/15, $B_2$-70/25, $P_1$-160/90,$P_2$-225/90, $D_1$-40/40, $D_2$-195/25 | Silné tektonické porušenie. Translačné porušenie po $D_1$, $P_1$. Klinové po $D_1$-$P_1$. Súčasne iba drobné osypy. | 5:3,5 | |
| | ABIII-$3_2$ navetrané, diaftoritizované ruly. Relatívne odolná hornina, pomerne celistvá, iba miestami drvená. | | B-290/25, $P_1$-185/80, $P_2$-95/90, $P_3$-330/85, $P_4$-275/70, $D_1$-300/25, $D_2$-30/35, $D_3$-395/70, $D_4$-0/80 | Translačné porušenie po $P_2$ alebo $D_2$, čiast. $P_1$. Kombináciou týchto aj klinová deformácia. Súčasne bez deformácií. | 5:2,5 | |
| CIII - zemný masív terasových štrkov | CIII-$1_1$ piesčité štrky, dobre uľahnuté obliaky granitoidov, kremeňa, arkóz, metamorfitov. | $G_2$ | | Spätná erózia terasových štrkov - postupné osýpanie nesúdržného materiálu. Ústup hrany svahu k objektu! | 1:1 | Zosvahovať, osadiť ukotvenú sieť, zahumusovať a na túto vrstvu ukotviť biorohož, zatrávniť |
| | CIII-$1_2$ piesčité štrky rovnakého zloženia ako CIII-$1_1$. Intenzívne rozrušované eróznym procesom vody. | $G_2$ | | Intenzívne rozrušovanie štruktúry v eróznych ryhách. Výmoľová erózia. | | Pozdĺž ochraného múru vybudovať oporný železobetónový múr založený do rúl BII-1 - v oboch ryhách. Múr založiť stupňovite, krídla do terasových štrkov. |
| DIII - zemný masív sutiny a osypových kužeľov | DIII-1 kamenitá sutina neopracovaných úlomkov rúl a aplitov a terasových štrkov. Nevytriedený a nerovnorodý materiál na úpätí steny a v spodných častiach žľabov. | | | Pomalé zliezanie sutiny. Neohrozuje objekt | 1:1 | Upraviť zosvahovaním a zatrávnením. |

ohrozujú stabilitu steny. Na obr. 5 stabilitu steny v generálnom smere danom úzkym polmesiacom a v generálnom sklone 90g ohrozujú všetky plochy diskontinuity, ktorých póly ležia v skonštruovanom a geometricky odôvodnenom útvare. Sú to plochy smerovo rovnobežné alebo subrovnobežné so stenou, majú menší sklon ako stena, čiže ju podrezávajú. Talobrov kužeľ trenia (kružnica v strede projekcie) s hodnotou 35g vyčleňuje bezpečnú - stabilnú oblasť, ktorá redukuje kinematicky ohrozenú (podrezanú) časť steny. Pri tomto riešení platí, že okrem vlastnej hmotnosti na nestabilný blok nepôsobia nijaké iné sily.

Z celkovej analýzy diskontinuity rezultujú tieto možné typy porušenia stability skalnej steny:

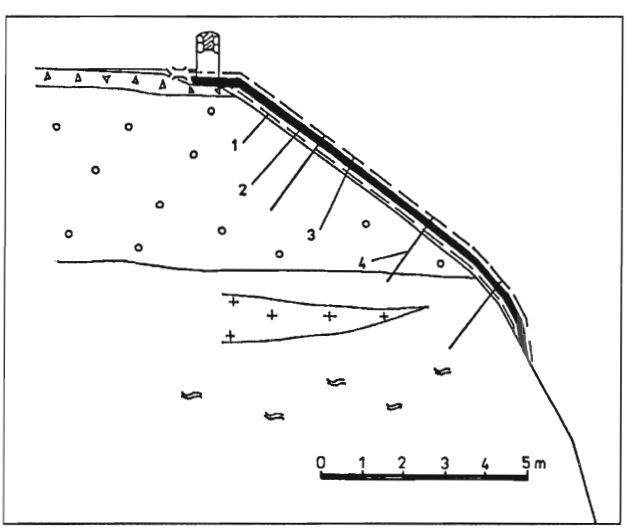
1. Planárna deformácia pozdĺž jednej puklinovej plochy smerovo približne zhodnej s orientáciou steny.

2. Deformácia pozdĺž priesečnice dvoch pretínajúcich sa plôch diskontinuity, ktorej sklon je menší ako sklon steny (tzv. klinové deformácie).

3. Kombinované porušenie, keď sa uplatňuje niekoľko systémov alebo aj individuálnych puklín; najčastejšie, ak je planárny systém „odsekávaný" z masívu do steny upadajúcimi strmými puklinami. Takýto prípad je v sledovanom masíve najčastejším typom porušenia štruktúry a prejavuje sa uvoľňovaním alebo rútením úlomkov alebo blokov rôzneho tvaru a veľkosti.

## Návrh sanačných opatrení

Každý z vyčlenených podcelkov sa na základe uvedeného postupu podrobil detailnej analýze a charakterizoval druhom, resp. rozsahom možného porušenia ako dôsledkom štruktúrnych daností, alebo zmien stavu horniny a účinku iných faktorov.




Obr. 6. Návrh stabilizácie svahu v terasových štrkoch - priečny rez. 1 - ochranná kotvená sieť, 2 - biorohož, 3 - ochranná kotvená sieť, 4 - kotvenie.

Fig. 6. Slope stabilization proposal in terrace gravels, crossection. 1 - protective anchored net, 2 - biomat, 3 - protective anchored net, 4 - anchoring.

Takéto inžinierskogeologické hodnotenie vyústilo do návrhu stabilizačných opatrení v skalnej stene a v terasových štrkoch smerujúcich k zabezpečeniu stability obytného domu nad hornou hranou steny.

Návrh sme zamerali na účinnosť stabilizácie a jej hospodársnosť, ako aj na estetický vzhľad a dôsledky pre životné prostredie. Vychádzal z nasledujúcich skutočností:

1. Z výsledkov opakovaných geodetických meraní na objekte i v stene lomu, ktoré potvrdili čiastkovú pohybovú aktivitu najmä v obytnom objekte.

2. Z výsledkov lokálneho charakteru zistených deformácií v stene, ktoré nezasahujú hlbšie do masívu a sú dôsledkom postupného procesu deštrukcie povrchovej zóny masívu. Riešenie sanácie v jednotlivých častiach steny vyžaduje niekoľko individuálnych prístupov:

a) Drobné deformácie, ako je uvoľňovanie malých blokov v masíve A III, neohrozujú stabilitu objektu. Niektoré podcelky (AIII-$1_1$, AIII-$1_2$ a AIII-2) nevyžadujú nijaké opatrenia (sú to relatívne najstabilnejšie miesta v stene).

b) Deformácie späté s posunom a uvoľňovaním blokov alebo častí steny v podcelku ABIII-$1_2$, ABIII-2 a ABIII-$3_2$ navrhujeme riešiť kotvením alebo zopnutím svorníkmi v dĺžke 2 - 3 m, bloky na ukotvenie, vyškárovanie, príp. preinjektovanie vyznačiť po začistení steny a stenu ako celok chrániť ukotvenou silonovou sieťou.

3. Zvetrané, rozvetrané a intenzívne rozpukané horniny v podcelku A III-$1_1$, ABIII-$1_1$, AB III-$3_1$, príp. ABIII-$3_2$ treba chrániť ukotvenou silonovou sieťou, príp. v kombinácii s biorohožou (obr. 6) a zatrávnením. Predtým je nevyhnutné zosvahovať hornú terasu, odstrániť uvoľnené bloky a rozvoľnené časti svahu.

4. Rovnako treba riešiť aj stabilizáciu v masíve CIII-$1_1$, teda zosvahovaním, sieťou (oká priemerne veľké 2 - 3 cm), biorohožou, ukotvenou stabilizačnou sieťou, zahumusovaním a zatrávnením. (Uvedenou metódou sa napr. vo Švajčiarsku a v Rakúsku už dávnejšie dosiahli veľmi dobré výsledky.)

5. Najvyšší stupeň dosiahla deštrukcia masívu v miestach aktívnych erózno-tektonických rýh v celku CIII-$1_2$, BII-$1_1$, BII-$1_2$, BII-$3_1$ a BII-$3_2$. Proces spätnej erózie v centrálnej ryhe (CIII-$1_2$) dosiahol úroveň základov ochranného múru pred objektom. Treba očakávať rýchly postup erózie a zvetrávania v celej hornej časti svahu a urýchlene riešiť jeho stabilizáciu. Je celkom jednoznačné, že prvoradou a rozhodujúcou úlohou bude redukovať proces erózie na minimum.

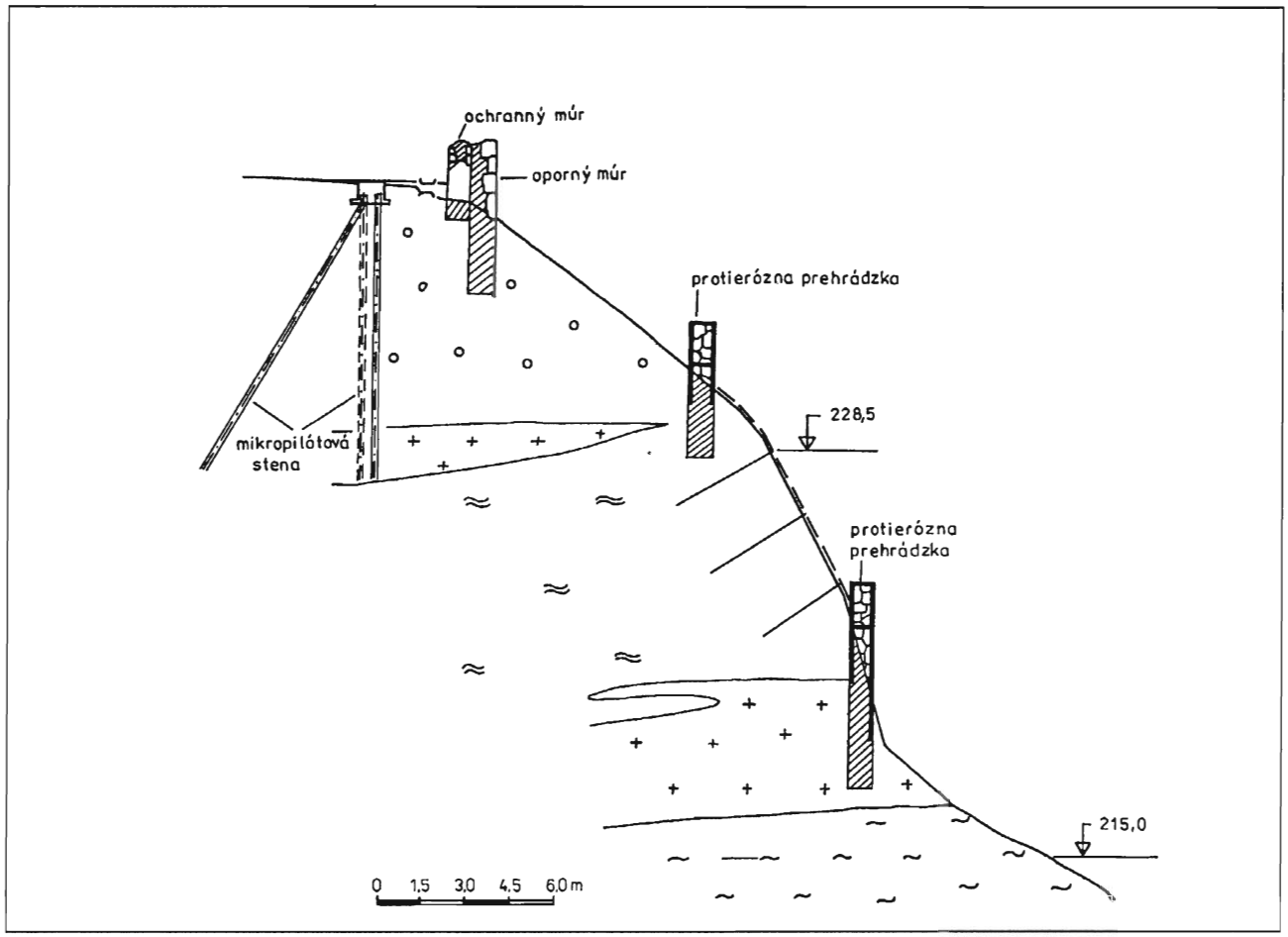
Čiastočne v súlade s Malgotovým návrhom (1987) sme odporúčali (obr. 7):

- Nad centrálnou ryhou urýchlene vybudovať železobetónový oporný múr dlhý 6 - 8 m založený stupňovite naprieč ryhou.

- Podobne preklenúť aj severnú ryhu napriek tomu, že tu erózia nepostúpila tak vysoko. Železobetónový múr tu musí mať dĺžku asi 10 m a stupňovité založenie.

- Okamžite uzavrieť priepusty na odtok povrchovej vody pod múrikom a vodu odviesť mimo kameňolomu.

- V pozdĺžnom profile eróznymi ryhami (centrálnou a severnou) vybudovať protierózne prehradenie (používané bežne pri stabilizácii vodného režimu v horských tokoch a strižiach) v niekoľkých (2 - 3) úrovniach. Ako




Obr. 7. Návrh stabilizácie svahu v eróznych ryhách - protierózne prehrádzky a stabilizácia skalného svahu ukotvenou sieťou - priečny rez.
Fig. 7. Slope stabilization proposal in erosional gullies - small concrete dams or gabion baskets and anchored iron netcross-section.

vhodné sa ukazujú prirodzené konštrukcie - tzv. gabion baskets Fookesa a Sweeneyho (1976) - podobné bežne používaným ekokošom vysoké 1,0 - 1,5 m a široké 0,5 m. Okrem toho navrhujeme svah ryhy vopred vyčistiť, odstrániť uvoľnené bloky a úlomky a upraviť do jednotného sklonu,

- Na ochranu základov objektu a zabezpečenie stability hornej hrany svahu navrhujeme vybudovať systém obvodového odvodnenia.

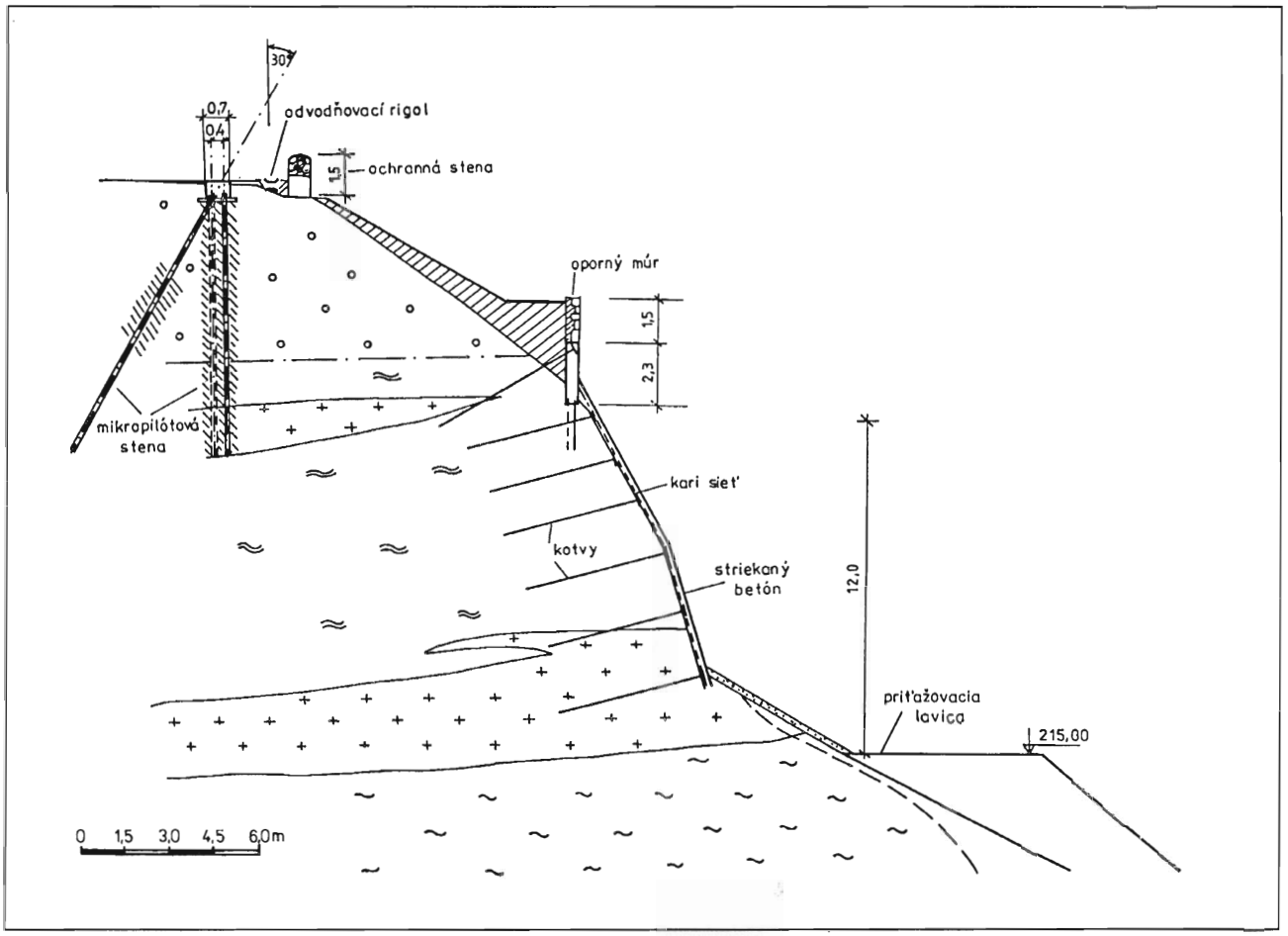
- Najvýznamnejším opatrením, ktoré má zabezpečiť spevnenie vrstvy terasových štrkov a ich previazanie s porušenou zvetranou zónou rulového masívu, je vybudovanie mikropilótovej steny do hĺbky 10 - 15 m a vzdialenosti pilót 1 m. Predpokladaná dĺžka steny je 45 - 50 m. Začína sa na J od objektu pri ukončení prístupových schodov na rozhraní podcelku CIII-$1_1$ a CIII-$1_2$ a končí sa 10 m na S od objektu. Tak vytvára súvislú stabilizačnú podzemnú stenu medzi obytným domom a hranou svahu. Zvýšenú pozornosť pri budovaní mikopilótovej steny si zasluhuje zúžený priestor na jv. rohu objektu domu, ako aj technológia postupného tlakového režimu pri preinjektovaní masívu. Treba zabrániť nežiaducemu sekundárnemu nakypreniu a oslabeniu štruktúry masívu v dôsledku neprimeraného injekčného tlaku.

## Záver

Naša analýza stabilizovania ohrozeného objektu sa zakladá na podrobnom prieskume nerovnorodosti horninového prostredia, jeho rozdelení na kvalitatívne odlišné inžinierskogeologické celky a na ich stabilitnom hodnotení. Hodnotením parametrov sme dospeli k záverečnému návrhu komplexnej stabilizácie skalnej steny, ale najmä obytného objektu.

V pomerne krátkom čase po našom zhodnotení stenu stabilizovali Vodné stavby Praha, pričom z opatrení, ktoré sme navrhli, sa vybudovala stabilizačná spájacia mikropilótová výstuž. Tvorí ju rad zvislých pilót zabudovaných v dĺžke asi 11 m do skalného podložia (ruly) a šikmých mikropilót umiestnených medzi zvislé piloty. Tie majú rovnakú dĺžku a končia sa v telese aplitu. Na hornej plošine vykonávateľ stavby vybudoval odvodňovací rigol a pôvodnú ochrannú stienku stabilizoval.

Ďalej sa vo svahu vykonali nákladné stabilizačné opatrenia (obr. 8) skladajúce sa zo:




Obr. 8. Realizovaná stabilizácia svahu a stavby - priečny rez.
Fig. 8. Realised stabilization of the quarry wall and the bulding - cross-section.

1. Zosvahovania svahu v terasových štrkoch do sklonu 1:2.
2. Kotveného kombinovaného oporného múru v celej dĺžke exponovanej steny v úrovni základu 227,0 m, založeného v rulách a vysokého 2,00 m.
3. Striekaného betónu hrúbky 170 mm na sieť KARI prikotvenú šiestimi tyčovými kotvami/$m^2$. Dĺžka kotiev je 5,10 m. Výška takto celoplošne stabilizovanej steny od kóty 227,0 m po 215,0 m je 12,0 m.
4. Priťažovacej lavice s objemom 2750 $m^3$ a s maximálnou mocnosťou 4,5 m. Lavica je vodorovná a smerom na Rastislavovu ulicu vysvahovaná so sklonom 1:1,5.

Sanácia svahu bola mimoriadne finančne náročná, čo v čase jej vykonania nebolo nič nezvyčajné a z hľadiska zisku to dodávateľovi vyhovovalo. Z hľadiska stabilizovania skalného masívu (v hĺbkovom dosahu stabilného) pokladáme priťažovaciu lavicu za zbytočnú. Rovnako aj plošné opatrenie uvedené v bode 2 a 3 je vzhľadom na riešený problém rozsahom predimenzované a z environmentálneho hľadiska rušivé.

## Literatúra

Golodkovskaja, G. A., Matula, M. & Šaumjan, L. 1987: Inženernogeologičeskaja tipizacija i izučenije skalnych masivov. *Izd. Mosk. Univ., 272.*

Jacko, S. 1985: Litostratigrafické jednotky kryštalinika Čiernej hory. *Geol. Práce, Spr., 82, 127 - 133.*

Jacko, S. & Holzer, R. 1989: Zhodnotenie vplyvu tektoniky a petrografie hornín sa stabilitu steny kameňolomu Železníky v Košiciach. *Manuskript - Stavoprojekt Košice, 1 - 86.*

John, K. W. & Deutsch, R. 1974: Die Anwendung der Lagenkugel in der Geotechnik. *Festschr. L. Müller, Univ. Karlsruhe, 137 - 159.*

Malgot, J. 1987: Predbežný posudok - stabilitné riešenie objektu a steny lomu Železníky. *Manuskript - SVŠT Bratislava, 1 - 5.*

Matula, M. et al. 1988: Moderné metódy hodnotenia horninového a životného prostredia. [VŠ skriptum.] *Bratislava, Alfa, 178.*

Marčák, 1987: Štúdium recentných zvislých tektonických pohybov regiónu východnej časti Košickej kotliny. *Manuskript - Geofond Bratislava, 1 - 11.*

ČSN 72 1001: Pomenovanie a opis hornín v inžinierskej geológii.

ČSN 73 1001: Základová půda pod plošnými základy.

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia slovaca, roč.26, č. 3

## Obsah

Súčasnosť a perspektívy ťažby sideritového ložiska Nižná Slaná ..... 1
Využívanie zemského tepla z vrtov malej hĺbky ..... 5
Informácie zo zahraničia ..... 7
Informácie z domova ..... 12
Kronika ..... 14
Recenzia ..... 15
Terminologický stĺpček ..... 16

*Predstavujeme banský závod Železorudných baní SIDERIT Nižná Slaná*

# Súčasnosť a perspektívy ťažby sideritového ložiska Nižná Slaná

Ondrej Bolaček a Ján Mihók

Zložitú situáciu slovenského baníctva, najmä železorudného, ktoré je sústredené v Železorudných baniach, š. p., Spišská Nová Ves, pomerne úspešne prekonáva iba banský závod SIDERIT v Nižnej Slanej. V posledných troch rokoch sa jeho hospodárskemu vedeniu podarilo udržať zamestnanosť, každý rok zvýšiť ťažbu a výrobu vysokopecných peliet, a tak byť stabilizujúcim faktorom zamestnanosti v regióne, v ktorom sa nezamestnanosť dlhodobo pohybuje nad 20 %.

Konštatovaný stav umožňuje okrem riadiacej a technickej práce osadenstva závodu predovšetkým zásoba úžitkového nerastu - sideritu, ktorý sa hlbinne dobýva z ložiskovej polohy Mano-Gabriela a Kobeliarovo.

Ťažba a následná úprava rudnej substancie vytvára okolo 1100 pracovných miest, čím je nižnoslanský závod najväčším zamestnávateľom pracovných síl v tejto časti horného Gemera.

V tomto príspevku chceme širokej odbornej verejnosti priblížiť nižnoslanské ložiská z pohľadu perspektívy ďalšieho banského podnikania, resp. predstaviť súčasnú pozíciu ložiska z hľadiska rozfáranosti.

### Stručná geologická charakteristika širšieho okolia

Súčasnú bázu sideritových rúd v jej gemerskej časti reprezentujú dobývané polohy v priestore obce Nižná Slaná. Nižná Slaná má nielen solídnu zásobu exploatovaného sideritu, ale aj predpoklady, že v blízkosti hlavných banských diel môžu byť ďalšie, doteraz neobjavené ložiská stratiformného sideritu.

V nižnoslanskom rudnom poli sa v minulosti intenzívne ťažili aj impregnačné Hg rudy (Hg ložisko Sv. Trojica).

Geologická stavba rudného poľa Nižná Slaná je opísaná viacerými autormi.

Vrstvový sled ložiska Mano-Gabriela a Kobeliarovo sa začína od podložia porfyroidmi, nad ktorými je tenká poloha čiernych a zelenkavých fylitov. Nad nimi je v tmavosivých a čiernych fylitoch vlastná karbonátová poloha (vápenec, ankerit, siderit) mocná približne 200 m. V rámci ložiska Mano vystupuje ložisková poloha na povrch na vrchu Rimberg v podobe pretiahnutej šošovky (ložisko v Kobeliarove je skryté). V nadloží tohto súboru hornín sú opäť zelenkavé a čierne fylity a najvyššie porfyroidy.

Napriek množstvu prác a štúdií venovaných ložisku v Nižnej Slanej jeho genéza doteraz nie je spoľahlivo vyriešená. Predpokladajú sa tri možné spôsoby jeho vzniku:

1) hydrotermálnometasomatický - roztoky z magmatického zdroja,

2) metamorfnometasomatický - roztoky mobilizované cestou regionálnej metamorfózy,

3) sedimentárny.

### Charakteristika ložiskových telies

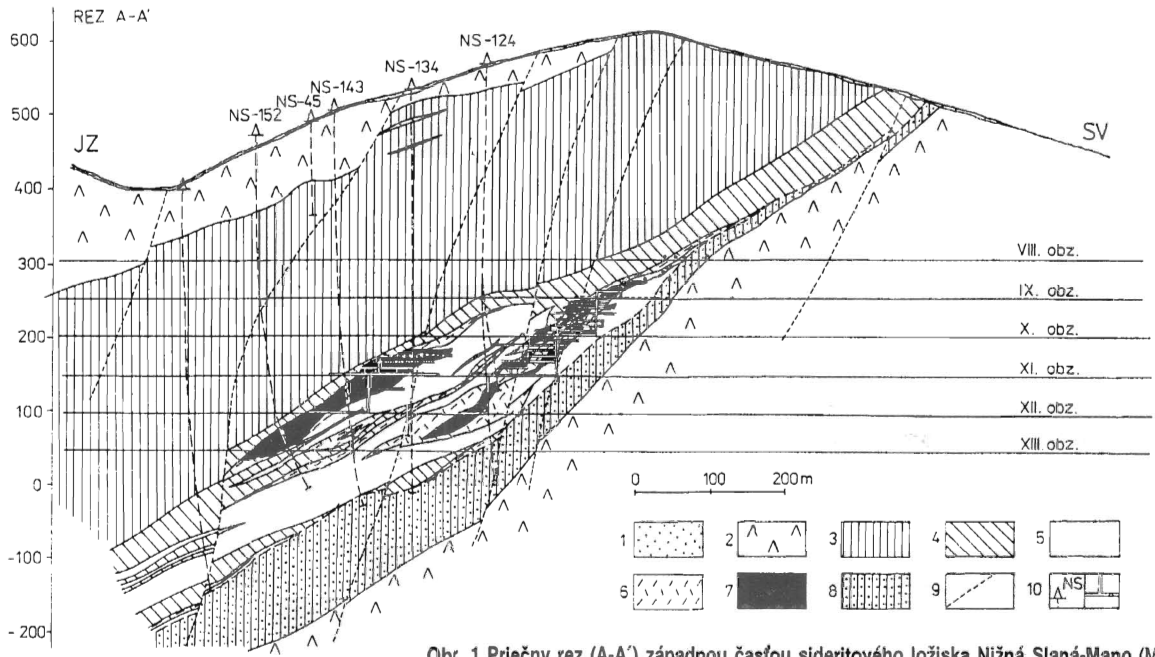
*Ložisko Mano-Gabriela*

Ložisková poloha má smernú dĺžku okolo 2,3 km, po sklone cca 1,2 km a generálny sklon 20° na J a JZ.

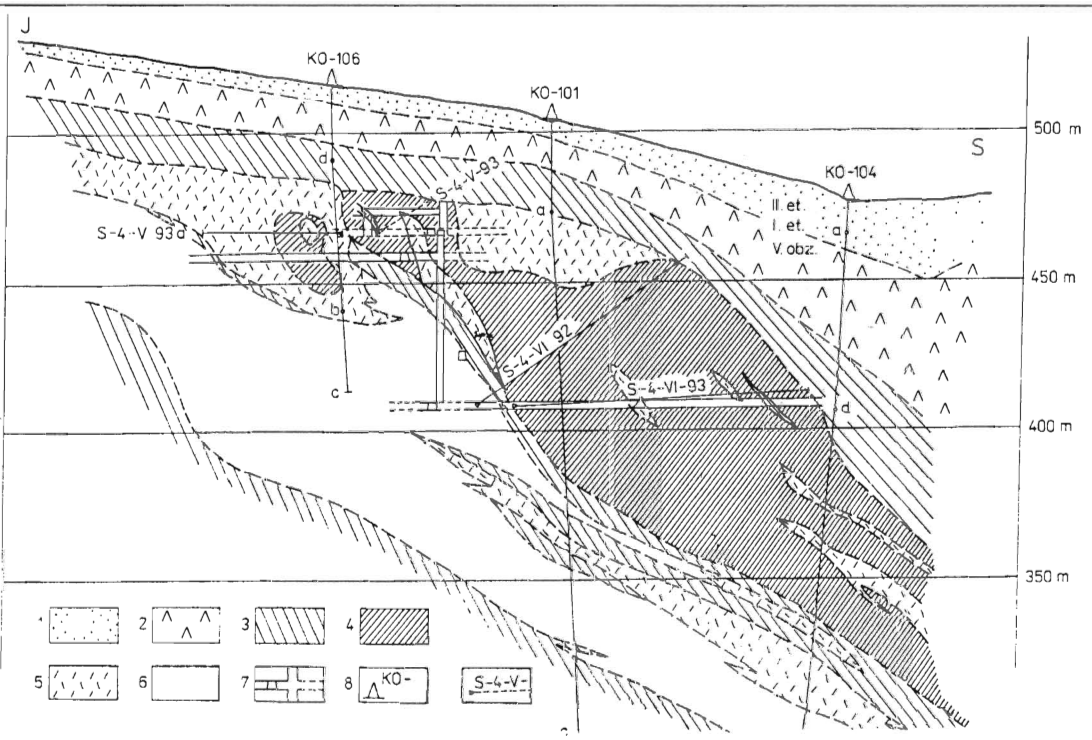
V ložiskovom pruhu tvorí siderit niekoľko polôh oddelených od seba rozličnými medzivrstvami. Pravá mocnosť polôh je premenlivá a výnimočne presahuje 50 m. Ložisko je v súčasnosti otvorené jamou Gabriela (v minulosti slepá jama Mano) po úroveň XII. obzoru (+100 m n. m.) a vydolované je prakticky po úroveň +175 m n. m. (MO XI. obzor). V technicky otvorenej časti ložiska je evidovaných 14 300 kt nevydolovanej geologickej zásoby. Smerom do hĺbky ložisko vykliňuje zhruba 15 m pod úrovňou XIII. obzoru (+30 m n. m.). Predpokladaná geologická zásoba medzi XII. obzorom a hĺbkovým vyklinením je okolo 11 000 kt. V rokoch 1994 - 1995 sa plánuje otvárka južnej časti ložiska v rámci XII. obzoru a podrobným prieskumom sa tam otvorí geologická zásoba okolo 1 500 kt.

Priemerný obsah úžitkových zložiek ložiska je: Fe 33,50 %, Mn 2,18 % a $SiO_2$ 8,50 %.

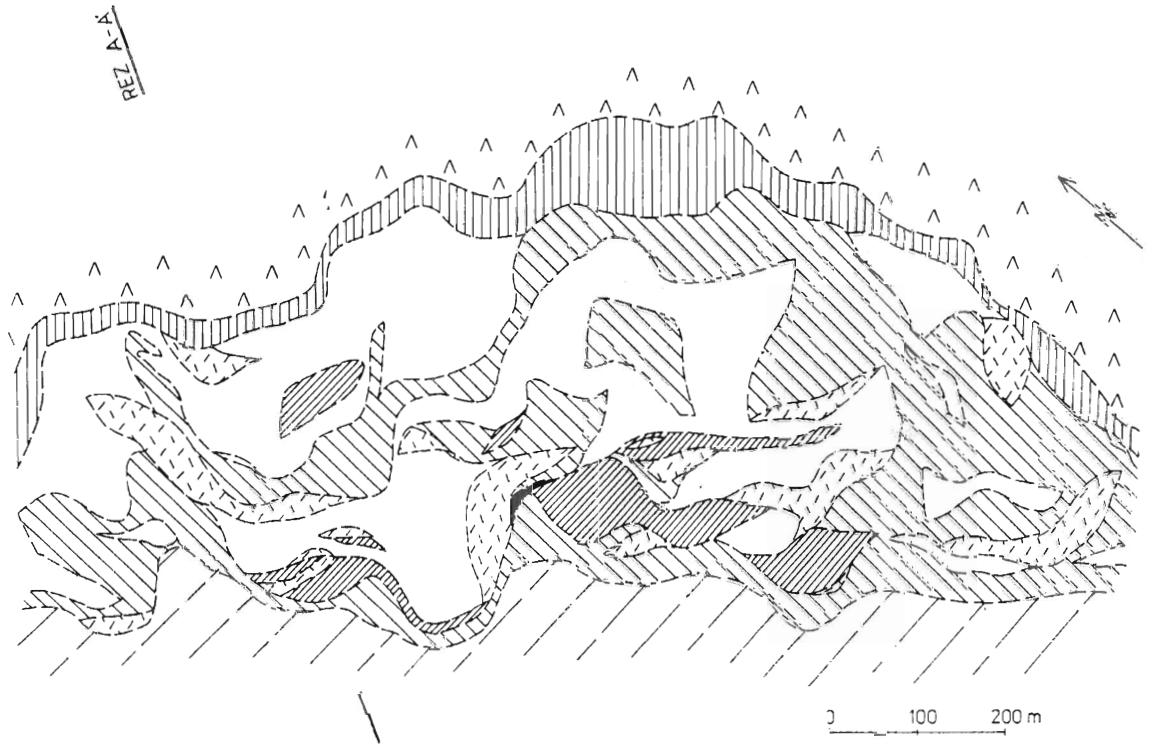
Medzi nežiaduce prímesi v ložisku patrí najmä arzén, síra, olovo a zinok, ktoré vystupujú vo forme kysličníkov, sírnikov, síranov a sulfosolí. Z pohľadu nežiaducich prímesí sa veľká pozornosť venuje predovšetkým As, ktorý vystupuje vo forme arzenopyritu.




**Obr. 1. Priečny rez (A-A´) západnou časťou sideritového ložiska Nižná Slaná-Mano** (Mihók, 1994 s použitím podkladov ŽB N. Slaná a GP SNV). 1 - sutina, 2 - porfyroid, 3 - grafiticko-sericitické a sericitické fylity, 4 - čierne fylity s vložkami lyditov, 5 - vápenec, 6 - ankerit, 7 - siderit, 8 - podložný sericitický fylit, 9 - zlomy, 10 - vrt a banské práce.




**Obr. 2. Priečny geologický profil strednou časťou ložiska siderítu v Kobeliarove** (Mihók, 1994 s použitím podkladov GP SNV). 1 - sutina hlina, 2 - porfyroid, 3 - sericiticko-grafické fylity, 4 - siderit, 5 - ankerit, 6 - vápenec, 7 - banské práce, 8 - povrchový vrt, 9 - podzemný vrt.




Obr. 3. Geologická mapa sideritového ložiska Nižná Slaná, 13. horizont (Mihók, 1994). Vysvetlivky pri obr. 4.

Vyskytuje sa hlavne v nadložných častiach ložiska. Maximálny prípustný obsah As vo vsádzke je 0,06 % a podobný zostáva aj v predajných výrobkoch, v koncentráte a vysokopecných peletách.

Obsah As v prírodnej rude je 0,001 - 0,200 %. Ostatné podstatné škodliviny sú zastúpené takto: Pb 0,001 - 0,03 %, Zn 0,002 až 0,009 % a S 0,5 - 1,5 %.

Bazicita sideritu z ložiska Mano-Gabriela má hodnotu 1,4 - 1,7 a je významným ukazovateľom pri ďalšom spracúvaní finálneho produktu /VPP/ v hutách.

Pri dobývaní sa v posledných rokoch dosahuje výrubnosť okolo 67 % a znečistenie 8 - 9 %, pričom sa lepšie výsledky dosahujú v blokoch s väčšou pravou mocnosťou. Menšie ťažené polohy majú väčšie znečistenie a sú z pohľadu vedenia banských prác z bezpečnostnej stránky rizikovejšie. Dôležité je aj prerastanie sideritových polôh ankeritovými a vápencovými vložkami, hlavne v južnej časti ložiska. V ostatných rokoch na výrubnosť veľmi nepriaznivo vplývala aj doteraz nelokalizovaná zápara v rozsiahlej časti ložiska medzi rezmi 135 - 141/a XI. obzoru s výmenou $SO_2$. Jej vznik sa zatiaľ neporadilo spoľahlivo vysvetliť.

Na znečisťovaní sa zúčastňujú najmä ankeritové a vápencové polohy a čierne fylity z nadložia. Roku 1994 sa počíta s ťažbou z ložiska Mano-Gabriela v množstve 667 kt z rúbania a 160 kt z prípravných prác.

Používané varianty dobývacej metódy medziobzorového závalu roku 1993 vykazovali nasledujúci podiel: MOZ (= medziobzorové dobývanie na závisl bez akumulačného priestoru) pri použití škrabákových vrátkov 4,7 %, t. j. 30 119 kt, MOZ s odťažbou PN (= prepravníkové nakladače) a klasickým vŕtaním 84,2 % 536 989 kt MOZ bez akumulačného priestoru s PN 11,1 % 70,596 kt. V tom istom roku sa dosiahol priemerný porubový výkon 30,2 t/hl/sm a banský výkon 10,3 t/hl/sm.

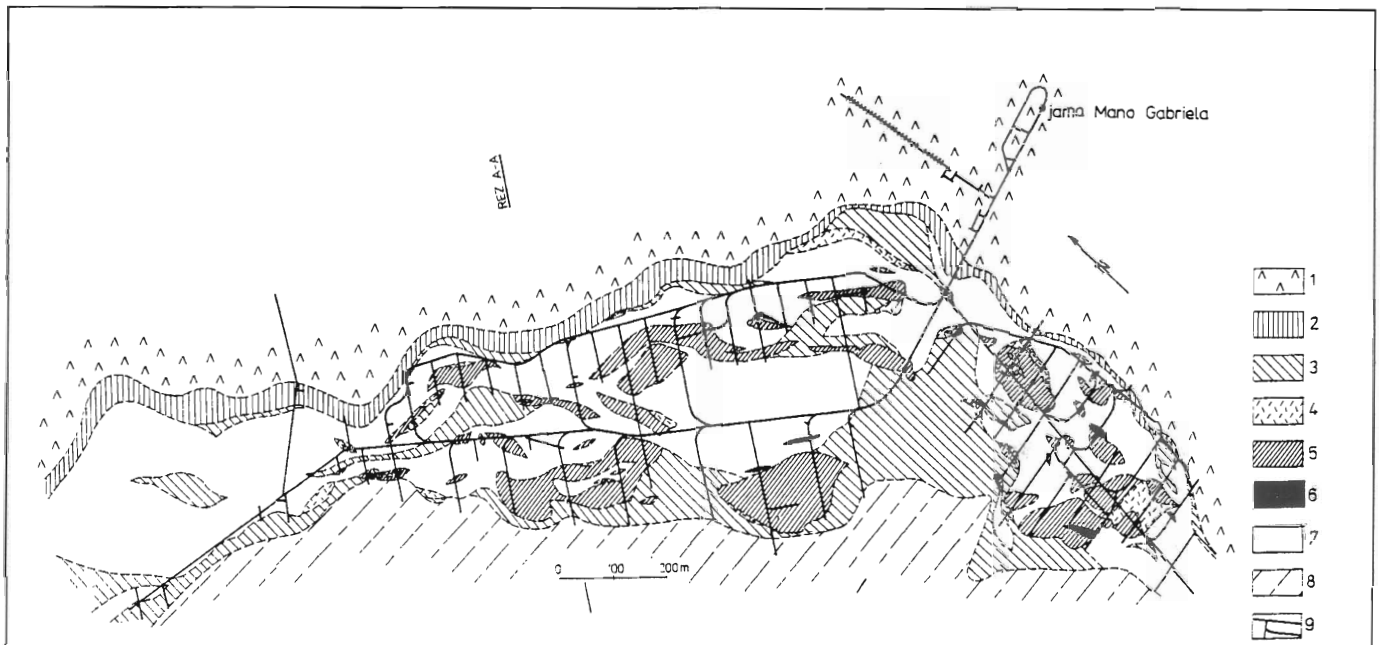
Z hydrogeologickej stránky leží ložisko Mano-Gabriela pod miestnou erozívnou bázou s maloprieputnými hornínami v nadloží. Priemerný prítok do ložiska v posledných rokoch je 250 l/min. V okolí ložiska nie sú známe minerálne pramene.

*Ložisko Kobeliarovo*

Toto ložisko je otvorené dvoma banskými dielami, a to dopravným prekopom na úrovni VI. obzoru, ktorý je pokračovaním bývalej dedičnej štôlne Mano, a novým otvárkovým dielom - úpadnicou v Kobeliarove.

Ložisko overené na úrovni predbežného prieskumu povrchovými vrtmi v sieti 100 x 100 m sa začalo sprístupňovať roku 1986. Prvý razného banské dielo dosiahlo po vyrazení vyše 2300 m dlhého spájacieho dopravného prekopu, ktorý sa spočiatku razil v horninách gelnickej skupiny staršieho paleozoika (porfyroidy a čierne fylity), neskôr v horninách meliatskej skupiny (vápenec, silenitė bridlice a cauvaky). V tomto úseku dopravného prekopu sa nachádzali aj dva významné zdroje pitnej vody, ktoré sa aj používajú (jeden ako zdroj pitnej, jeden výplachovej vody). Výdatnosť v obidvoch prípadoch je 4 - 5 l/s. Severozápadný úsek prekopu opäť prechádzal horninami staršieho paleozoika a ložiskovým telesom.

Dopravným prekopom na úrovni VI. obzoru a podrobným prieskumom banskými dielami na VI. obzore a nad ním sa faktický overil smerný, priečny a výškový rozsah ložiskového telesa a roku 1994 sa už prikročil k rúbaniu. Prieskumom nad VI. obzorom sa overilo cca 3 000 kt zásoby. Západný vývoj bilančného zrudnenia, hlavne od R-7 po R-10, sa nepotvrdil. Hlavná ložisková poloha má smerný




**Obr. 4. Geologická mapa sideritového ložiska Nižná Slaná, Mano-Gabriela, 11. horizont** (Mihók, 1994). 1 - porfyroid, 2 - podložné sericiticko-grafitické fylity, 3 - čierne fylity s lyditmi, 4 - ankerit, 5 - siderit, 6 - siderit (nebilančný), 7 - vápenec, 8 - nadložné kremenité sericitické fylity, 9 - banské práce.

rozsah 350 m na VI. obzore, resp. 200 m na V. obzore, pričom priemerná mocnosť je 35 m a sklon 50° na SSV. Z kvalitatívnej stránky sú zložky Fe a Mn v ložisku Kobeliarovo zastúpené väčším percentuálnym podielom ako v ložisku Mano-Gabriela. Priemerný obsah v blokoch V. obzoru je 36 % a v blokoch VI. obzoru 36,4 %. Nasadenie sideritového telesa sprevádzajú ankeritové vložky, ktoré smerom do hĺbky miznú. Zo škodlivín sa geologickým vzorkovaním sledoval hlavne As, ktorého obsah sa v prírodnej rude pohybuje v rozmedzí 0,001 - 0,02 %. Aj ostatné škodliviny majú menšie zastúpenie ako v ložisku Mano-Gabriela.

Predbežným prieskumom sa v ložiska overili dva produktívne polohy karbonátov s bilančným zrudnením. Nadložná poloha je prakticky pripravená na ťažbu po úroveň VI. obzoru. K 1.1.1994 sa z ložiska vyťažilo 56 kt kvalitnej rudy z prípravných prác. Roku 1994 je naplánovaná ťažba 70 kt a perspektíva ročnej ťažby po roku 1997 je okolo 250 kt. Z dobývacích metód sa pre rovnakú geologickú stavbu predpokladajú varianty medziobzorového závalu, aké sa aplikujú na ložisku Mano-Gabriela.

Podložnú karbonátovú polohu reprezentuje jedno až tri nepravidelne vyvinuté telesá mocné do 10 m. Geologická zásoba pod VI. obzorom je v kategórii overenia Z-2 4000 kt.

Pôvodne predpokladané značné zvodnenie produktívnych karbonátov gelnickej skupiny staršieho paleozoika banská činnosť na V. a VI. obzore nepotvrdila. Nijaký sústredenejší prítok do banských diel sa nezistil, ale pri ďalšej banskej činnosti môžu pre blízkosť povrchu pri mimoriadnych zrážkach nastať isté problémy s prenikajúcou vodou.

Na V od ložiska Kobeliarovo (cca 2 km) sa v minulosti vyťažilo ložisko Ignác a Gampel.

Ložisko Ignác malo vajcovitý tvar a strmý sklon na SV a bolo známe vysokou kvalitou ťaženej železnej rudy. Vyťažilo sa z neho cca 3 mil. t. Produktívne fylitické súvrstvie v oblasti ložiska Gampel je silne tektonicky postihnuté a redukované. Ložisko malo šošovkovitý tvar a okrem ankeritu sa z neho vyťažilo cca 0,5 mil. t sideritu.

Otvorenie ložiska Kobeliarovo a nasledujúca ťažba vytvorili banskoúpravníckemu závodu v Nižnej Slanej dostatočnú surovinovú základňu na kapacitné využitie strojno-technologického zariadenia. Ťažba z Kobeliarova sa v množstve a kvalite javí ako plnohodnotná náhrada doteraz dovážanej vsádzky zo sesterského rožňavského závodu. Bezprostredné napojenie dopravným prekopom na jestvujúcu technológiu úpravy vsádzky z ložiska Mano-Gabriela vylúčilo nákladnú prepravu automobilmi po miestnych komunikáciách, čím sa redukoval možný škodlivý vplyv na životné prostredie aspoň z tohto pohľadu.

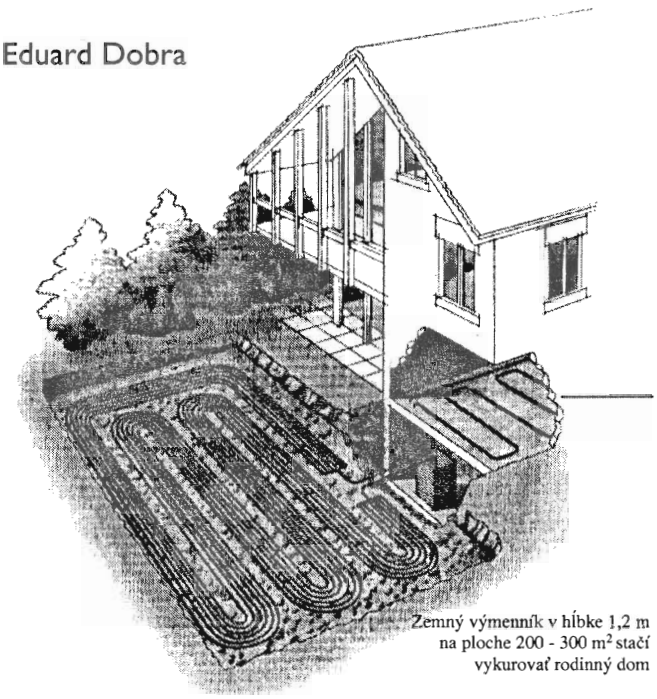
Geologická zásoba nižnoslanského ložiska a ložiska Kobeliarovo pri predpokladanej maximálnej ročnej vsádzke 1 000 000 t bude v blízkej budúcnosti základom na udržanie pracovných príležitostí v tomto regióne horného Gemera.

Morálna a fyzická opotrebovanosť technologického zariadenia úpravníckeho komplexu závodu SIDERIT v Nižnej Slanej je v súčasnosti vďaka vynaloženým prostriedkom a pravidelným kampaňovým opravám minimálna. Skončenie ekologickej stavby OŽP Nižná Slaná v I. štvrťroku 1994 predpoklady na ďalšiu prevádzkyschopnosť tohto jediného slovenského úpravníckeho komplexu s finálnym výrobkom - vysokopecnými peletami ešte zlepší. Preto v záujme lepšieho využitia už vložených prostriedkov treba v blízkej budúcnosti pracovať na overovaní prognóznych rudných telies v bezprostrednej blízkosti závodu, resp. v blízkosti teraz ťažených rudných polôh.

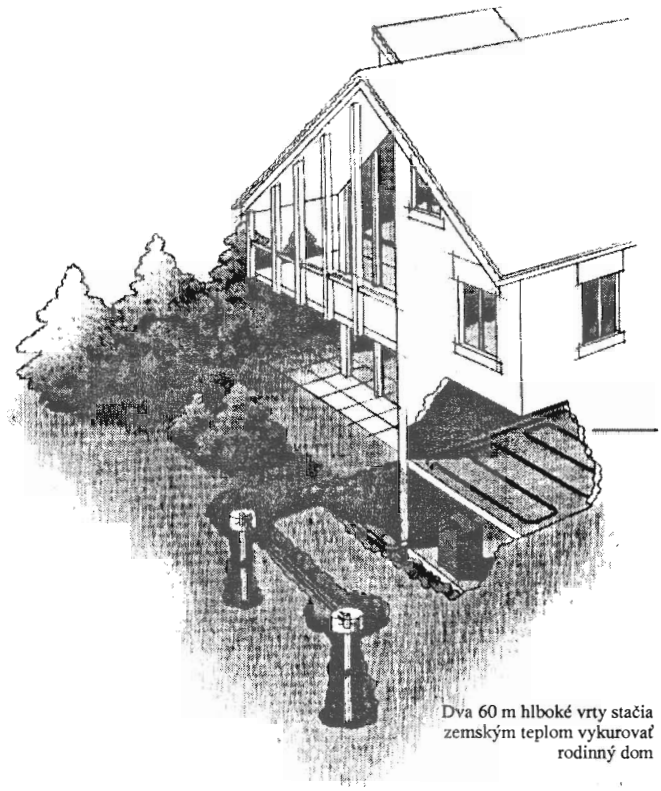
Čím skôr sa ďalšie polohy overia, tým skôr sa bude môcť jasnejšie formulovať ďalší, príp. aj investičný rozvoj tohto bansko-úpravníckeho závodu.

# Využívanie zemského tepla z vrtov malej hĺbky

Eduard Dobra



Zemný výmenník v hĺbke 1,2 m na ploche 200 - 300 m² stačí vykurovať rodinný dom



Dva 60 m hlboké vrty stačia zemským teplom vykurovať rodinný dom

Svetová energetická kríza v 70. rokoch prinútila vyspelé štáty sveta začať sa intenzívne zaujímať o využívanie zemského tepla z vrtov malej hĺbky. V súčasnosti sa tento odbor vo svete prudko rozvíja. Zámery využívať tento zdroj sú známe už od začiatku 20. stor., keď Švajčiar Zoelly roku 1912 patentoval túto myšlienku, pričom sa mali používať tepelné čerpadlá. V ostatnom období sa takýto spôsob využívania zemského tepla z vrtov malej hĺbky značne rozšíril v Spojených štátoch amerických, Kanade, vo Švédsku, a najmä vo Švajčiarsku. Švajčiarsko je dnes vzhľadom na hustotu obyvateľstva vo vykurovaní rodinných domov zemským teplom z malej hĺbky na prvom mieste na svete.

U nás zatiaľ nie sú na využitie tohto ekologicky čistého zdroja energie ekonomické predpoklady. Roku 1992 Ekokonzult Bratislava vypracoval štúdiu Malé geotermálne systémy, ktorá sa doteraz v praxi nevyužíva a zostala iba v polohe teórie.

### Podstata využívania zemského tepla z vrtov malej hĺbky

Základom metódy je využívanie prírodného zemského tepla, ktoré sa prúdením dostáva do malej hĺbky pod povrch terénu, maximálne do 150 m. Ekonomika jeho využívania je tým efektívnejšia, čím vyššia je teplota navŕtaného geologického prostredia.

Podstata využívania zemského tepla je v priamom odbere tepelnej energie z horninového prostredia pomocou výmenníka tepla zapusteného do špeciálne zabudovaného vrtu a jeho transformácia na vyššiu teplotu pri použití tepelného čerpadla.

Ako výmenník tepla sa vo vrtoch spravidla používajú polyetylénové alebo drahšie medené rúrky s médiom voda s prísadou nemrznúcej kvapaliny. Na optimalizáciu podmienok prenosu tepla z horninového prostredia do média sa používa zmes bentonitu s cementom, ktorá je prakticky kontaktnou vrstvou medzi stenou vrtu a rúrkou. Výmenník s tepelným čerpadlom tvorí uzavretý okruh. Tepelné čerpadlo je technicky náročné zariadenie, ktoré na princípe domácej chladničky transformuje nižšiu tepelnú energiu na vyššiu. V praxi to znamená, že umožňuje premeniť teplotu okolo 12 - 20 °C na teplotu vody 40 - 50 °C a tú možno používať na vykurovanie. Teoreticky možno tepelné čerpadlo poháňať plynom, benzínom alebo naftou, ale v praxi sa bežne používa elektrický prúd. Tepelné čerpadlá dodávajú 3- až 4-krát viac tepla ako elektrina a pomocou nich možno získať tepelnú energiu aj z okolitého vzduchu, z odpadového vzduchu, z povrchovej vody, z pôdy, z odpadovej vody, zo studní rozličnej hĺbky a, prirodzene, aj z termálnej vody.

Jediným výrobcom tepelných čerpadiel v bývalej ČSFR bola FRIGERA Kolín v Českej republike.

### Stručná charakteristika požiadaviek na vrty

Hĺbka vrtov spravidla závisí od tepelnej vodivosti a tepelnej kapacity horninového prostredia, od potreby tepla a od finančných zdrojov. Všeobecne sa prijíma zásada, že je to maximálne 150 m. Takáto hĺbka stačí na získanie potrebného tepla. Je prirodzené, že pri zvyšovaní tepelného gradientu a tepelného toku môže byť hĺbka vrtu podstatne menšia. Priemer vrtu je spravidla okolo 300 mm a vrty sa majú situovať čo najbližšie k vykurovanému objektu, aby nevznikali zbytočné náklady na rozvod a zbytočná strata tepla. Účelné je vrty

zabudovať čo najlacnejším tepelne vodivým materiálom. Pozornosť treba venovať dokonalej tesnosti vrtu proti úniku nemrznúcej kvapaliny z výmenníka tepla, lebo by mohla kontaminovať okolité prostredie, najmä keď je zvodnené. Preto by sa vrty mali situovať do vodohospodársky bezvýznamných geologických štruktúr.

### Orientačné posúdenie perspektívnosti územia Slovenska na využívanie zemského tepla z malej hĺbky

Územie Slovenska má zo sledovaného hľadiska optimálne podmienky. Termometrickými meraniami v hlbokých vrtoch sa zistili nadpriemerné hodnoty tepelného toku a geotermického gradientu. Zvýšený geotermický potenciál je v Podunajskej nížine, v stredoslovenských neovulkanitoch, ale najmä vo Východoslovenskej nížine a v Košickej kotline, kde sa na niektorých lokalitách zistil najvyšší tepelný tok a geotermálny gradient v strednej a východnej Európe. Tieto prírodné zdroje by sa mali pozitívne odzrkadliť aj v ekonomike využívania zemského tepla z vrtov malej hĺbky.

### Skúsenosti s využívaním zemského tepla z malej hĺbky vo Švajčiarsku

Vo Švajčiarsku sa v súčasnosti opísaným spôsobom vykurujú jednorodinné a viacrodinné domy, ako aj sídliská. Dnes sa tu eviduje približne 5000 vykurovaných objektov. V októbri - máji sa z jedného vrtu odčerpá energia v kapacite 50 - 60 W, pričom ochladenie od osi vrtu zasahuje do vzdialenosti 5,00 m. V júni až septembri nastáva vyrovnanie teploty v horninovom prostredí, ale teplota sa môže znížiť o cca 1 °C, a preto sa odporúča v lehote, keď je prebytok tepelnej energie, „jemné prikurovanie" solárnou energiou.

V ostatnom čase sa vo Švajčiarsku pri odbere zemného tepla na princípe výmenník - tepelné čerpadlo venuje pozornosť energetickým pilotám. Ide v podstate o využívanie geotermálneho potenciálu prefabrikovaných pilót z betónu alebo vŕtaných pilót v dĺžke 10 - 25,00 m na zakladanie. V súčasnosti túto problematiku sledujú v severnom Švajčiarsku na 98 pilotách vybudovaných do hĺbky 12,00 m, na ktorých je založená priemyselná stavba na ploche 1500 m$^2$. Problematikou sa zaoberá spoločnosť SSG (Societé Swisse pour la Géothermie) a OFEN (Office Federal de l'Energie).

### Ekonómia

Ekonómia využívania zemského tepla z vrtov malej hĺbky závisí:

1. od hĺbky vrtu,
2. od geotermálneho gradientu a tepelného toku,
3. od tepelnej vodivosti hornín, ktorá klesá s rastúcou pórovitosťou a rastie s pribúdajúcou objemovou vlhkosťou,
4. od vzdialenosti vrtov od vykurovaného objektu,
5. od spôsobu použitého systému vykurovania; napr. kým pri klasickom vykurovaní radiátormi vodu treba ohriať až na 90 °C, pri podlahovom vykurovaní sa maximálna teplota vody pohybuje od 40 - 50 °C,
6. od vykurovaného faktora (EP) tepelného čerpadla; čím je tento faktor vyšší, tým je vykurovanie efektívnejšie,
7. od nákladov na spotrebu elektrického prúdu, napr. pri sadzbe 0,37 Sk/kWh je ekonomicky výhodnejšie elektrické vykurovanie, ale pri „podnikateľskej sadzbe", pri ktorej je sadzba za 1 kWh vyššia, je použitie tepelného čerpadla efektívnejšie,
8. od životnosti špičkového švajčiarskeho technologického zariadenia pre elektromechanický systém; ten sa pohybuje od 12 - 15 rokov a 30 - 50 rokov pre statický hrubý materiál.

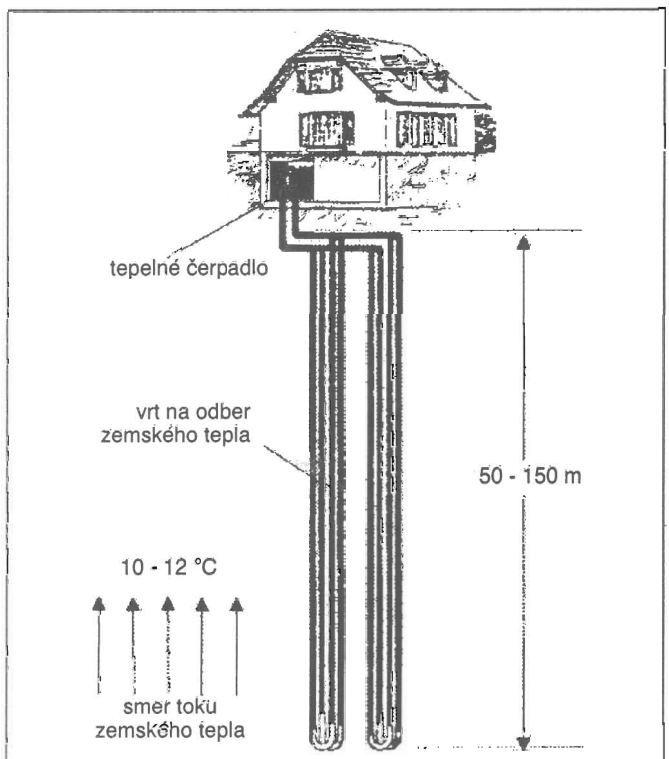



**Schéma vykurovania rodinného domu z vrtov**

Tepelné čerpadlá na tepelný výkon 6 - 80 kW sa dodávajú za 4 - 6 týždňov. Dodávkou technológie a montážou sa vo Švajčiarsku zaoberá firma GEOCALOR AG, FORALITH AG a NEUCALORA AG.

### Prednosti využívania zemského tepla z vrtov malej hĺbky

U nás sa tento systém ešte nevyskúšal. Bolo by chybou, keby sa pri jeho zavádzaní vychádzalo zo súčasných cenových relácií s inými energetickými zdrojmi. Je všeobecne známe, že cena najmä importovaných energetických zdrojov závisí aj od politickej situácie, nie je stabilná, a preto sa aj ekonomické relácie môžu v budúcnosti zmeniť v prospech geotermálnej energie.

Hlavnou výhodou využívania zemského tepla je, že šetrí primárnu energiu, je ekologicky neškodné, bez negatívneho vplyvu na životné prostredie. Tepelné čerpadlá sú priestorovo nenáročné a vrty možno situovať blízko vykurovacieho objektu. Nezanedbateľné sú aj výhodné geotermické prírodné podmienky Slovenska. Individuálnych záujemcov od využívania tohto zdroja energie dnes odrádza pomerne vysoká cena výstavby takéhoto systému domácej produkcie, ktorá je podľa orientačných prepočtov cca 530 000 Sk (vrt 200 000 SK, tepelné čerpadlo 150 000 Sk, výmenník do vrtu 180 000 Sk).

Aj napriek uvedeným nevýhodám by na Slovensku využívanie takéhoto zdroja energie pomohlo aspoň čiastočne riešiť energetický problém najmä individuálnych spotrebiteľov na odľahlých miestach, kde je perspektíva na využívanie tohto zdroja najväčšia.

Nebolo by od veci využiť bohaté skúsenosti zo Švajčiarska, kde na budovanie takýchto systémov prispieva aj štát. Tak by sa verejnosť mohla na konkrétnych príkladoch ukázať výhodnosť využívania takéhoto zdroja zemskej energie.

# NOVÉ OBJAVY, PRIESKUM A ŤAŽBA NERASTNÝCH SUROVÍN

## OLOVO A ZINOK

**Maroko.** Ložisko Hajar otvorila v decembri 1992 spoločnosť Compagnie Miniére de Guemassa (CMG). Ťažba je na svetovej úrovni a kapacita 750 - 930 tis. t/rok rudy. Ložisko má 12 mil. t rudy s obsahom 10,5 % Zn, 3 % Pb, 0,7 % Cu a 70 g/t Ag. Predpokladaná dĺžka ťažby je 16 rokov. Ročne sa plánuje získavať 75 000 t Zn, 32 000 t Pb, 12 000 t Cu. Ruda sa upravuje selektívnou flotáciou. Ložisko sa považuje za hydrotermálno-sedimentárne a je v hĺbke 120 - 400 m. Mineralizáciu tvorí pyrotín, sfalerit, galenit a chalkopyrit. Striebro sa viac viaže na galenit, ale aj na sulfidy Cu
*(Min. Mag. 169, No 2, s. 76 - 81).*

**Francúzsko.** Predpokladá sa otvorenie ložiska Zn-Cu Chessy-Les-Mines. Má 4,1 mil. t rudy s obsahom 7,8 % Zn, 2,6 % Cu, 21 % $BaSO_4$ a 46 % pyritu. Uvažuje sa ročnou výrobou 25 tis. t kovov za rok.
*(Chr. R. M., december 1993, No. 513, s. 9).*

## BAUXIT

**Saudská Arábia.** Ministerstvo nafty a nerastných surovín oznámilo objavenie ložiska bauxitu so zásobou 94 mil. t a s obsahom cca 57 % $Al_2O3$ pri Zubeire, 460 km na SZ od Rijádu.
*(Min. J., 321, No. 8240, s. 157).*

## MEĎ

**Pakistan.** Začal sa realizovať projekt ťažby ložiska Saindak v oblasti Chagai pri hraniciach s Iránom a Afganistanom. Je to klasické ložisko Cu porfýrového typu s 412 mil. t rudy s obsahom 0,4 % Cu a s malým obsahom Au, Ag a magnetitu. Ložisko bolo preskúmané ešte na začiatku 70. rokov, ale dobývanie sa pre geografickú polohu, nízky obsah kovov a problémy s vodou odďaľovalo. Investície na výstavbu sú okolo 450 mil. USD, financuje ju čínsky úver a štát. Začiatok ťažby sa plánuje na máj 1995. Predpokladá sa ročná výroba 15 800 t Cu, 1,47 t Au; 2,76 t Ag a okolo 80 000 t pyritu a 62 000 t koncentrátu magnetitu
*(Min. J., 321, No 8240, s. 154).*

**Chile.** Spoločnosť Placer Dome a Outokumpu sa rozhodli ťažiť ložisko Zaldivar na severe štátu. Je to jedno z najväčších ložísk Južnej Ameriky. Má zásobu cca 246 mil. t rudy s obsahom 1,02 % Cu, prevažne sulfidickej. Investičný náklad sa stanovil na cca 600 mil. US. Plánovaná ročná ťažba je 14,4 mil. t rudy, výroba Cu 130 000 t za rok, životnosť závodu 17 rokov a náklad na výrobu 1 libry Cu 52 centov. Závod začne produkovať koncom roku 1995.
*(Financial Times 19.10.1993).*

**Kanada.** Spoločnosť Jordex Resources spracovala exploatačnú štúdiu ložiska Husham, ktoré sa nachádza neďaleko banského závodu Island Copper na ostrove Vancouver (Britská Kolumbia). Ložisko je porfýrového typu. Štúdia predpokladá dennú ťažbu 50 tis. t rudy počas 10 rokov, výťažnosť Cu 81 % a Au 62 %. Ročná výroba Cu by mala byť 40 000 t, 3,8 t Au a okolo 1000 t Mo. Začiatok dobývania sa predpokladá na začiatok roku 1994
*(Min. J., 321, No 8237, s. 104).*

**Vietnam.** Spoločnosť Auridiam Resources a North Eagold Mines získali licenciu v rozsahu 235 $km^2$ na ložiskový revír Cu-Au Sin Quyen, nachádzajúci sa 25 km na SZ od mesta Lao Cai v severnej časti štátu. Revízne práce majú preveriť výsledky prieskumu zo 70. rokov, ktorý urobili ruskí a vietnamskí geológovia. V tom čase sa zistil zdroj 91,5 mil. t rudy s obsahom 1,05 % Cu a 0,5 gr/t Au. Overená zásoba bola 24,7 mil. t s obsahom 1,1 % Cu a 0,5 g/t Au
*(Min. J., 321, No 8238, s. 120).*

## NIKEL

**Austrália.** Spoločnosť CRA a Outokumpu oznámili údaje o ich ložiskovom rajóne Honeywell v západnej Austrálii. Rajón má odhadnutú zásobu 60 mil. t rudy s obsahom 0,7 - 1 % Ni v štyroch ložiskách.
*(Min. J., 320, No 8223, s. 328).*

## ZLATO

**Kanada.** Zlatonosné ložisko Hislop (Timmins, Ontario) je vo vulkanosedimentárnych horninách archaika v pásme Abitibi. Je v zlomovej zóne Porcupine - Destor, ktorá má smer SZ - JV a je v nej okolo 50 ložísk Au. Mineralizácia Au sa viaže na kontakt žily syenitu s alterovanými tholeiitmi na S a karbonatizovanými tholeiitmi a mastencovou bridlicou na J. Najbohatšie zóny sa viažu na križovanie zlomov smeru V - Z a SV - JZ a majú dĺžku 50 - 90 m a šírku 2,4 - 15 m. Au sa vyskytuje v porušených zónach malej mocnosti a v kremenných žilách, a to voľné alebo viazané na pyrit. Najbohatšie žily obsahujú aj chalkopyrit. Zásoba je okolo 760 000 t rudy s obsahom 5,9 g/t Au. Predpokladaná ročná ťažba je 143 tis. t.
*(Can. Min. J., 114, No 3, s. 16 - 19).*

**USA.** Spoločnosť Canyon Resources Corp. oznámila dokončenie štúdie ťažby ložiska Mac Donald v Montane. Ložisko má 185 mil. t rudy s obsahom 247 t Au. Predpokladá sa povrchová ročná ťažba 7 mil. t rudy s priemerným obsahom 1,33 g/t Au.
*(Min. J., 321, No 8235, s. 69).*

**Venezuela.** Spoločnosť Placer Dome podala prvý odhad zásoby ložiska Las Cristinas. V zóne Conductora a Cuatro Muertos je odhadnutá istá a pravdepodobná zásoba na 123,9 mil. t rudy s obsahom 1,32 g/t Au. Obsah rudy za hranicami tejto zásoby je okolo 0,7 g/t Au. Rudná zásoba v množstve 149 t Au sa môže dobývať povrchovo, vyskytuje sa do hĺbky 200 m na rozlohe do 2 km
*(Min. J., 321, No 8243, s. 208).*

**Senegal.** Práce BRGM preukázali zásobu 2,9 mil. t povrchovo dobývateľnej rudy s obsahom 4,36 g/t Au na ložisku Sabodala. Predpokladá sa objavenie viacerých podobných ložísk podľa mapovaných anomálií
*(Min. J., 321, No. 8239, s. 136, resp. Min. Mag., 169, No. 3, s. 119).*

**USA.** Spoločnosť Ryans Lode Mines oznámila predbežné výsledky z ložiska Ryans Lode pri Fairbankse na Aljaške. Podľa výsledkov z 31 vrtov v metráži cca 4000 m majú zistené ložiskové časti mocnosť okolo 20 m a obsah cca 3,2 g/t Au. Odhadnutá zásoba je 7 mil. t rudy s obsahom 19,8 t Au. Ložisko je dobývateľné povrchovo a skrývkový pomer je 5:1. V malom rozsahu sa ťažilo už v rokoch 1987 - 1990
*(Min. J., 321, No. 8234, s. 54).*

**Južná Afrika.** Skupina AngloAmerican realizuje veľký projekt na Au v Južnej Afrike. Projekt MOAB rieši časť skupiny ložísk Vaal Reefs pod názvom Šachta č. 11. Parametre ložiska sú: 26,2 mil. t rudy s obsahom 11,2 g/t Au, ťažbou sa získa 293 t Au, mesačná produkcia bude 90 tis. t rudy a za 28 rokov sa získa ročne 13 t Au. Plánuje sa prehĺbenie jamy z dnešných 800 na 2400 m. Predpokladaný náklad na vyťaženie 1 t rudy je 60 USD a na získanie jednej unce Au 300 USD.
*(Min. J., 321, No. 8240, s. 153).*

**Panama.** V decembri 1993 sa začalo dobývať ložisko Minas Santa Rosa. Vyťažiteľná zásoba je 9,6 mil. t rudy s obsahom cca 1,6 g/t Au. Geologická zásoba sa odhaduje na 16 mil. t. Predpokladá sa denná ťažba 5000 t rudy pri výrobe 1,86 t Au za rok. Ťažiť sa bude povrchovo a Au sa získa lúhovaním z háld vyťaženého materiálu
*(Min. J., 194, No. 9, s. 32).*

**Peru.** BRGM a peruánska spoločnosť postupne vytvárajú najväčší banský podnik v krajine. V prvom roku sa očakáva výroba 7,8 t Au s nákladmi cca 150 USD na 1 uncu. Aj pri investovaní do ďalšieho rozvoja sa plánuje maximálny náklad na 1 uncu Au 326 USD. Ložisko sa volá Yanacocha, má tri časti s celkovou zásobou 87 t Au
*(Min. J., 321, No. 8244, s. 225).*

## ROZLIČNÉ

**Francúzsko.** Aktivita vyhľadávania a geologickoprieskumných prác na vyhradené kovové nerasty bola roku 1992 približne rovnaká ako roku 1991. Roku 1992 sa pracovalo na 25 projektoch a akciách. Z nich sa 14 začalo na nové povolenie a 11 pokračovalo z roku 1991. Išlo najmä o ťažbu bežných, drahých a vzácnych kovov, prvkov vzácnych zemín a uránu. Ako zaujímavosť uvádzame tabuľku aktivít. Je zaujímavé, že vo Francúzsku vyhľadávanie a geologickoprieskumné práce vykonávajú najmä štátne firmy alebo firmy s účasťou štátu, a to z vlastných alebo štátnych finančných zdrojov

| Názov akcie | Spoločnosť | Suroviny |
|---|---|---|
| Bailleul | BRGM | Ti, Zr, Ce, T.R. |
| Baneche | Hexamines | Au, As, Sb, Ag, Bi, Sn, W, Cu, Pb, Zn |
| Bourrasse | BRGM | Au, Ag, As, Cu, Bi, Pb, Zn, W |
| Capoulade | BRGM | Sn, W, As, Au |
| Courceboeufs | Hexamines | Cu, Pb, Zn, Au,Ag, Ni, Co, Cr, Pd, Pt |
| Dirol | BRGM | Zn, Pb, Cu, Ag, F, He |
| Fagassiéres | SM Le Bourneix | Au, Ag, As |
| Faneix | COGEMA | Au |
| Gioux | SM Le Bourneix | Au, Ag, Sb |
| Glacerie | BRGM | Ti, Zr, Ce, T.R. |
| Pech-la-Rode | BRGM | Au, Ag, Sb, Pb, As, Cu |
| Premian | BRGM | Au, Ag, As, Cu, Pb, Zn, Bi, W |
| Rouge | BRGM | Ti, Zr, Ce, T.R. |
| Rouilleras | GOGEMA | U, Au, Ag, As, Sn, W |
| Abeau | Nicolini Quint | Au, Ag, W |
| Arcoulant | TCMF | U |
| Le Chalard | SM Le Bourneix | Au, Ag |
| Clamensac | CFM | U |
| Espinasse | COGEMA | U, Au, Ag, Cu, Sb, W |
| Falguiéres | COGEMA | U, Au, Ag, As, Cu, Sn, W |
| Freidefont | COGEMA | Au, Ag, Sb, U |
| Jeansannes | COGEMA | U, Au, Ag, As, Sn, W |
| Martainville | COGEMA | Au, Ag, As, Pb, Zn, Cu |
| St-Sauveur | BRGM | Cu, Pb, Zn, Ag, Au |
| Limoise | COGEMA | U |

*(BRGM, COGEMA, Hexamines a pod.).*

## Ťažba nerastných surovín roku 1992 vo Francúzsku, jej vývoj a porovnanie so svetom

Časopis Chronique de la recherche miniére v 513. čísle z decembra 1993 uverejnil článok od Jeana-Clauda Michela Heinriho Panorame des activités miniéres en France pendant lánneé 1992. Informácie sú zaujímavé najmä z hľadiska vývoja vo využívaní nerastných surovín vo svete a vlastnej surovinovej základne Francúzska ako predstaviteľa vyspelého trhového hospodárstva v Západnej Európe. Z článku vyberáme niektoré dôležité informácie, ktoré môžu zaujímať aj našich čitateľov.

Prehľad produkcie najdôležitejších nerastných surovín vo svete a vo Francúzsku je v tab. 1. Komentár k nej a spresňujúce údaje uvádzame podľa druhov surovín.

*Ropa*

a) Svetová produkcia roku 1992 bola približne na úrovni predchádzajúceho, ale naďalej klesala ťažba v krajinách bývalého ZSSR (bola už nižšia ako v Saudskej Arábii) a čiastočne sa znížila aj produkcia v USA.

b) Francúzska produkcia roku 1992 bola o 3 % nižšia ako roku 1991.Hlavným producentom bol Parížsky bazén (cca 1,85 mil. t), ďalej Aquitain (cca 1 mil. t) a Alsasko (104 000 t).

*Zemný plyn*

a) Svetová produkcia sa roku 1992 pohybovala na úrovni roku 1991. Hlavným producentom bolo SNŠ, USA a Kanada.

b) Francúzsko roku 1992 vyťažilo o 3% menej plynu ako roku 1991. Hlavnou produkčnou oblasťou bol Aquitain (4,5miliardy $m^3$), zvyšok bol z Parížskeho bazéna.

V poslednom desaťročí bola najvyššia ťažba roku 1983 a odvtedy klesá. Roku 1992 sa znížila až na takmer 50%.

*Uhlie a lignit*

a) Svetová ťažba uhlia bola roku 1992 o niečo vyššia ako roku 1991 a rovnako aj lignitu o cca 3 - 4 %. Hlavnými producentmi (podľa veľkosti podielu vo svete) boli: Čína, USA., SNŠ, India, Austrália, Južná Afrika, Poľsko a Veľká Británia.

b) Francúzska produkcia uhlia sa roku 1992 znížila o cca 6 % a lignitu o viac ako 30 %. Znížil sa aj podiel výroby elektrickej energie z uhlia a lignitu (o viac ako o 8 %). Ťažba uhlia a lignitu v ostatnom desaťročí sústavne veľmi klesá (uhlie v porovnaní s rokom 1981 o vyše 55 %, lignitu sa v porovnaní s rokom 1982 vyťažilo iba 7 %).

*Urán*

a) Svetová výroba sa roku 1992 v kapitalistických krajinách znížila oproti roku 1991 o 13 %, v Číne a v bývalých socialistických štátoch o viac ako o 19 %. Najväčším výrobcom bola Kanada (9380 t U) a SNŠ (8250 t U). Najväčšími producentmi v Západnej Európe okrem Francúzska sú: Nemecko (cca 250 t U), Španielsko (cca 185 t U), Belgicko a Portugalsko. Priemerná svetová cena sa pohybovala okolo 7,95 USD/1 libru $U_3O_8$, kým roku 1991 8,7 USD.

b) Francúzsko je v množstve vyrobeného U na piatom mieste vo svete (Kanada, SNŠ, Niger, Austrália). Roku 1992 výroba U oproti roku 1991 poklesla o 14 %. Spoločnosť Cogema vyrába 79 % U z ložiska La Crouzille, Lodéve a Vendée. Spoločnosť Total ťaží zvyšok z ložiska Le Bernandan, Le Gouzon, Grands-Champs, Mas Grimaud, Piégut, Bertholéne. Najväčšia produkcia bola roku 1988 a odvtedy stále klesá (roku 1992 v porovnaní s rokom 1988 o cca 1/3).

*Železná ruda*

a) Stav vo svete. Ťažba sa znížila o 5 %. Hlavní producenti sú: Čína (195 mil. t), Ukrajina (162 mil. t), Brazília (148 mil. t) a Austrália (115 mil. t).

b) Francúzsko. Roku 1992 sa produkcia v porovnaní s predchádzajúcim rokom znížila o vyše 24 %. Pokles ťažby je trvalý. Rekordná bola roku 1960 (62 mil. t). Roku 1992 sa vyťažilo iba 10 % uvedenej ťažby rudy. Ťažba klesá aj v poslednom desaťročí (roku 1992 o 75 % oproti roku 1982). Dá sa predpokladať, že Francúzsko roku 2000 nebude železnú rudu ťažiť vôbec. Ťažba sa koncentruje do Lotrinska. Roku 1992 boli zavreté dve z posledných troch baní (Mairy a Orne-Roncourt). Doteraz ťaží baňa francúzskej spoločnosti USINOR-SACILOR Moyevure. Luxemburská spoločnosť ešte ťaží ložisko Terres-Rouges v Tressange, ale počet pracovníkov poklesol o cca 30 %. Dôvodom likvidácie ťažby železnej rudy Lotrinska je, že lotrinská mineta, oolitická železná ruda dovážanej austrálskej a brazílskej rude nemôže konkurovať.

*Zinok*

a) Stav vo svete. Výroba Zn roku 1992 oproti roku 1991 poklesla nepatrne. Jeho hlavní svetoví výrobcovia sú: Kanada (1,3 mil. t), Austrália (1 mil. t), SNŠ (0,65 mil. t), Čína (0,7 mil. t), Peru (0,6 mil. t). V Európe (Španielsko, Nemecko, Francúzsko, Fínsko, Juhoslávia a SNŠ) sa výroba Zn znížila o 16 - 19 %. Výrazne a stále rastie produkcia Indie (roku 1992 už 149 000 t). Priemerná cena Zn sa roku 1992 zvýšila na 1240 angl. libier za 1 t oproti 1116 librám roku 1991.

b) Francúzsko. Výroba Zn roku 1992 bola o 39 % nižšia ako v predchádzajúcom roku. Pokles spôsobila likvidácia závodu

Malines. Maximálna ťažba bola roku 1985 a odvtedy poklesla o cca 60 %. Roku 1992 ťažila spoločnosť METALEUROP Zn-Ag ložisko Noailhac-Saint-Salvy. Ťažba bola 163 600 t rudy. Získaný koncentrát v množstve 29 750 t obsahoval 55 % Zn.

Predpokladá sa otvoriť Zn-Cu ložisko Chessy-Les-Mines, čo by produkciu opäť zvýšilo. Francúzsko Zn rudu stále dováža (roku 1992 625 000 t). Spotreba Zn je približne stála (okolo 396 000 t ročne).

*Olovo*

a) Stav vo svete. Výroba Pb bola roku 1992 len o málo nižšia ako roku 1991. Hlavní producenti sú: Austrália (24,7 %, 0,57 mil. t), USA (0,4 mil. t), Kanada (0,34 mil. t). Produkcia a poklesla najmä v Europe (Španielsko, Juhoslávia) a v USA. Cena je stabilizovaná na úrovni cca 306,7 ang. libier za 1 t.

b) Francúzsko. Roku 1992 Pb neprodukovalo. Spôsobilo to zavretie už spomenutého ložiska Malines. Maximálna výroba bola roku 1982 a od roku 1987 klesá. Francúzsko Pb rudy dováža (roku 1992 172 000 t). Ročná spotreba Pb je okolo 262 000 t.

*Zlato*

a) Stav vo svete. Výroba Au sa roku 1992 zvýšila o 60 t. Piati hlavní svetoví producenti sú: Južná Afrika (614 t), USA (322 t), Austrália (240 t), SNŠ (237 t), Kanada (157 t), Čína (118 t). Európa sa na výrobe Au zúčastňuje nepatrne (28 t). Náklady na získavanie Au sú veľmi rozdielne (od 324 USD za 1 uncu v Južnej Afrike až po 92 USD v Papue-Novej Guinei. Na západných trhoch sa dobyt na Au oproti roku 1991 zvýšil o 330 t (na 3180 t). Dopyt z 58 % kryje nová ťažba. Produkcia vzrástla najmä v Papue Novej Guinei z ložiska Porgena (17 %), v Číne (7 %) a v Indonézii, pokles v SNŠ a na Filipínach.

b) Francúzsko. Zlatá baňa Salsigne zostala roku 1992 v útlme a bez produkcie. Uvažuje sa o rekonštrukcii a investičnej výstavbe v najbližšom období tak, aby sa tu Au opäť vyrábalo (v rokoch 1924 - 1991 to bolo 95 t Au a 280 t Ag).

Výroba vo vlastnom Francúzsku sa roku 1992 oproti roku 1991 znížila o 48 % (2645 kg, roku 1991 4700 kg). Roku 1992 to bolo 9 % európskej produkcie. Hlavným výrobcom je spoločnosť COGEMA, ktorá dobýva ložisko Bourneix prostredníctvom spoločnosti Societé des Mines du Bourneix. Výroba roku 1990 bola 1520 kg, 1991 1870 kg a 1992 2100 kg. Spoločnosť SOMINOR, filiálka Elf Aquitain a spoločnosti Cheni, dobýva železný klobúk ložiska Rouez (roku 1992 bola ťažba 500 000 t rudy a výroba 525 kg Au a 1230 kg Ag.

V Guayane sa roku 1992 vyrobilo 2200 kg Au, počas budúcich 12 rokov sa predpokladá zvýšenie na 3000 kg ročne.

TAB. 1

| Názov suroviny | | Svetová produkcia | | Francúzska produkcia | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 1992 | 1991 | 1992 | 1991 | 1982 | max. | min. | v roku |
| Ropa | (mil t) | 3100 | 3100 | 2,86 | 2,9 | 1,8 | 3,35 | | 1988 |
| Zemný plyn | (mld $m^3$) | 2100 | 2100 | 4,76 | 4,9 | 9,2 | 9,3 | | 1983 |
| Uhlie | (mil t) | 3179 | 3163 | 9,5 | 10,1 | 18 | 20,2 | | 1981 |
| Lignit | (mil t) | 1308 | 1358 | 1,4 | 2,1 | 22 | 22 | | 1982 |
| Urán | (t) | 35 250 | 40 246 | 2119 | 2460 | 3000 | 3300 | | 1988 |
| Železné rudy | (mil t) | 904 | 951 | 5,658 | 7,472 | 19,8 | 19,8 | | 1982 |
| Zinok - kov | (kt) | 7410 | 7530 | 16,54 | 27,11 | 37,5 | 40 | | 1985 |
| Olovo - kov | (kt) | 2330 | 2360 | 0 | 1,9 | 6,95 | 6,95 | | 1982 |
| Zlato - kov | (t) | 2215 | 2155 | 2,645 | 4,7 | 1,4 | 5 | | 1990 |
| Striebro - kov | (t) | 11 325 | 11 480 | 13,14 | 23,18 | 31 | 31 | | 1982 |
| Nikel - kov | (kt) | 835 | 850 | 100,5 | 99,6 | 60 | | 40 | 1983 |
| Gálium - kov | (t) | ~ 35 | ~ 35 | 20 | ? | ? | ? | | |
| Germánium - kov | (t) | ~ 65 | ~ 80 | ~ 20 | ? | ? | ? | | |
| Indium - kov | (t) | ~ 160 | ~ 135 | ~ 75* | ~ 60* | ? | ? | | |
| Baryt, sur. | (kt) | 5100 | 6200 | 320,8 | 323,3 | 140 | 180 | | ? |
| Baryt, obohat. | (kt) | ? | ? | 98,165 | 96,5 | 140 | 180 | | 1985 |
| Fluorit, sur. | (kt) | ? | ? | 296,2 | 419,5 | ? | ? | | |
| Fluorit, $CaF_2$ | (kt) | ? | ? | 149 | 165 | 230 | 275 | | 1985 |
| Kaolín | (mil t) | ~ 20 | ~ 20 | 0,333 | 0,347 | ? | ? | | |
| Mastenec | (mil t) | ~ 7,5 | ~ 7,5 | 0,35 | 0,34 | 0,3 | | 0,29 | 1983 |
| Síra | (mil t) | 55 | 55,4 | 0,91 | 1,013 | 1,6 | 1,7 | | 1983 |
| Soľ (NaCl) | (mil t) | 185 | 183,6 | 7,2 | 7,5 | ? | ? | | |
| Draselná soľ | (mil t) | 24 | 26,1 | 1,23 | 1,23 | 1,7 | 1,85 | | 1981 |
| Andaluzit | (kt) | 293 | 279 | 63 | 70 | ? | ? | | |
| Asfaltitový váp. | (kt) | ? | ? | 39,4 | 43,2 | 50 | | 39 | 1986 |

* spolu s Belgickom

*Striebro*

a) Svetová produkcia oproti roku 1991 trocha poklesla. Dopyt po striebre je stály a pohybuje sa okolo 16 000 t. Hlavní výrobcovia sú: Mexiko (2180 t), Peru (1775 t), USA (1775 t), Kanada (1245 t), Austrália (1120 t) a Chile (650 t). V Európe sa striebro vyrába najmä v Španielsku, Grécku a v Portugalsku. Priemerná cena roku 1992 bola okolo 3,93 USD za 1 uncu a oproti roku 1991 klesla (4,03 USD za uncu). Cena dosť varíruje miestne aj časovo (v roku 4,3 - 3,7 USD).

b) Výroba vo Francúzsku. Roku 1992 klesla o 43 %. Bol to dôsledok nevýroby v Salsigne a zavretia ložiska Malines. SOMINOR vyrába z ložiska Rouez 1230 kg Ag. Hlavná produkcia Ag pochádza zo Zn ložiska Noailhac-Saint-Salvy, kde koncentrát obsahoval 11 420 kg Ag. Spotreba Ag vo Francúzsku roku 1992 bola 825 t.

*Nikel*

a) Svetová produkcia roku 1992 sa odhaduje na 835 000 - 850 000 t (chýba údaj zo SNŠ, odhad 250 000 t). Hlavným svetovým producentom je Kanada (25 %; INCO 182 tis. t, Falkonbridge 34 tis. t, Sherrit 17 tis. t). Ďalšími výrobcami sú: Japonsko (100 tis. t), Austrália (68 tis. t), Nová Kaledónia (39 tis. t), potom nasleduje Kuba, Južná Afrika, Kolumbia, Fínsko, Zimbabwe a Brazília. Svetová spotreba oproti roku 1991 poklesla o 9 %. Aj cena bola roku 1991 o 14 % nižšia (3,18 USD za 1 libru).

b) Francúzska produkcia je iba z Novej Kaledónie (výroba 39 370 t, z toho 32 000 t ako feronikel a 7300 t ako nikelnatý prášok). Ni vyrába huta v Donienbe (výroba roku 1991 bola o 9 % nižšia ako roku 1992).

V Novej Kaledónii bola celková baňská produkcia roku 1992 100 500 t (v prepočte na Ni) a bola vyššia ako roku 1991 (91 600 t).

*Gálium*

Ga sa vyskytuje ako sprievodný a vzácny prvok v bauxite a Cu-Pb-Zn rude. Vyrába sa zvyčajne ako vedľajší produkt pri výrobe Al. Používa sa najmä v elektronike.

a) Svetová produkcia roku 1992 sa odhaduje na 35 t. Hlavní výrobcovia sú: Austrália, USA, Čína, Japonsko, v Európe hlavne Nemecko, Francúzsko, Maďarsko a Slovensko. Cena je 425 - 525 USD za 1 kg.

b) Vo Francúzsku vyrába Ga spoločnosť Rhône-Poulenc v závode Salindres na báze koncentrátov z bauxitových ložísk Austrálie. Kapacita závodu je 20 t za rok.

*Germánium*

Ge sa vyskytuje ako sprievodný prvok Zn a Cu-Zn rúd a vyrába sa ako vedľajší produkt v zinkových hutách. Používa sa v infračervenej optike, v optických vláknach a v polovodičoch.

a) Stav vo svete. Spotreba ani výroba nie sú detailnejšie známe. Odhaduje sa, že sa roku 1992 vyprodukovalo 65 t a roku 1991 80 t Ge. Hlavní výrobcovia sú: Belgicko, Francúzsko a Nemecko (vedno 50 % produkcie), potom nasledujú USA (cca 20 %), Čína a SNŠ. Cena za 1 kg je od 250 do 350 USD.

b) Francúzsko. Z ťaženého ložiska Noailhac-Saint-Salvy sa ročne vyrába (1992) 29 750 t Zn-Ag koncentrátov s obsahom 700 g/t Ge, čo je cca 20 t kovu.

*Indium*

In sa získava ako vedľajší produkt pri spracúvaní Zn a Cu rúd. Využíva sa v transparentných elektródach, v televíznych obrazovkách, v tepelných reflektoroch a v tekutých kryštáloch. Cena je okolo 180 USD za 1 kg.

a) Svetová produkcia roku 1992 sa odhaduje na 160 t. Hlavní výrobcovia sú: Kanada (Falkonbridge, cca 30 t), Japonsko (23 t), Čína (13 t), SNŠ (10 t), Peru (3 t).

b) Francúzsko. Spoločnosť METALEUROP a Union Miniére z Belgicka vyrobili roku 1992 okolo 75 t (o 20 % viac ako roku 1991).

*Baryt*

a) Stav vo svete. Roku 1992 sa produkcia barytu znížila o 8,3 %. Najväčším výrobcom je Čína (1,1 mil. t), ďalej India (525 000 t), USA (410 000 t), SNŠ (400 000 t), Maroko (350 000 t), Turecko (300 000 t), Mexiko (200 000). Hlavnými európskymi producentmi sú: Nemecko, Írsko a Taliansko.

b) Francúzska produkcia sa stabilizovala (okolo 320 000 t) a oproti roku 1991 sa trocha zvýšila. Baryt ťaží z ložiska Chaillac v Indre povrchovo spoločnosť Societé Barytine de Chillac. Zásoba ložiska sa odhaduje na 2 mil.t. Predpokladá sa ťažba do konca storočia.

*Fluorit*

a) Stav vo svete. Perspektívy spotreby sú pre znižovanie jeho využívania v chemickom priemysle a vo výrobe Al dosť neisté. Najväčším výrobcom je Čína. Roku 1992 sa dumpingovými cenami presadzovalo SNŠ, ale celková produkcia roku 1992 nie je známa. Cena roku 1992 bola 90 - 115 USD za 1 t.

b) Francúzska produkcia fluoritu oproti roku 1991 poklesla (surového aj spracovaného na $CaF_2$). Zásoba fluoritu je 10 mil. t, čo sú cca 4 % svetovej zásoby. Ťaží sa ložisko Haut-du-Them-en Saône Maxonchamps (vyrába cca 6000 t $CaF_2$). Pre slabý odbyt uzavreli ložisko Escaro vo východných Pyrenejach a obmedzuje sa ťažba z ložiska Moulinal a Montroc dans le Tarn a Rossignol (povrchová ťažba). Iba ložisko Burg (Tarn) (podzemná ťažba) zvýšilo produkciu na 50 000 t surového fluoritu. Značná časť fluoritu a výrobkov z neho sa exportuje.

*Kaolín*

a) Svetová produkcia je viac-menej stabilná. Dominujúcim producentom sú USA (roku 1992 9,1 mil. t), ďalej Veľká Británia (2,5 mil.t), Kórea (1,8 mil. t) a SNŠ (1,8 mil. t).

b) Francúzska produkcia sa roku 1992 znížila o cca 4 %. 85 % produkcie je z Bretónska (ťažené ložiská sú Quessoy, Ploemer, Berrien, Echassiéres v Allier, Hostun a Barbiéres v la Drome). Dve tretiny výrobky kontroluje COFRAMINE (filiálka BRGM) prostredníctvom spoločnosti SIKA, Kaolins d´Arvor a Kaolins de Beauvoir. 60 % spotrebuje priemysel papiera, 25 % keramika, zvyšok gumárstvo, plastické látky a farby.

*Mastenec*

a) Svet. Hlavnými producentmi sú: Čína (2,6 mil. t), USA (1 mil. t včítane pyrofylitu), Japonsko (0,8 mil. t, mastenec a pyrofylit).

b) Francúzsko roku 1992 produkciu zvýšilo o 2,8 %. Aj spotreba bola vyššia (208 400 t) ako roku 1991. Celá produkcia je z ložiska Luzenac v Ariége (spoločnosť Société des Talcs de Luzenac). Francúzsko exportuje okolo 165 tis. t mastenca, avšak okolo 12 % vlastnej spotreby dováža z Číny, Talianska, Austrálie a z Rakúska.

*Síra*

a) Stav vo svete. Svetová produkcia S bola roku 1992 o 1,9 % nižšia ako v predchádzajúcom roku. Pokles bol v západnej Európe a v tzv. východných krajinách Európy, ale rast v Ázii. S sa ako elementárna získava z ložísk S a ako vedľajší produkt pri spracúvaní plynných aj tekutých uhľovodíkov. Získava sa i pražením z pyritu a prepracovaním anhydritu zo sírnatých plynov v zlievárňach. Elementárna S predstavovala z celkového vyrobeného množstva roku 1992 35,5 mil. t, pyritová 9,75 mil. t a zlievárenská 10,3 mil. t.

b) Francúzska produkcia sa roku 1992 znížila o 2 %. Bola hlavne z ložiska elementárnej S Lacq (spoločnosť Elf Aquitain, 769,6 kt) a z rafinérií Elf Antar (50,8 kt).Spotreba roku 1992 klesla o 29 % na 783 kt. S sa využíva najmä pri výrobe umelých hnojív.

*Soľ (NaCl)*

a) Situácia vo svete. Roku 1992 sa produkcia zvýšila NaCl zvýšila o cca 1 %. Trvalý rast trvá od roku 1984. Hlavní výrobcovia sú: USA (36 mil. t), Čína (27 mil. t), SNŠ (14 mil. t) a Nemecko (14 mil. t).

b) Francúzska produkcia sa znížila o 4,4 %. Vyrába sa niekoľko druhov soli. Tzv. kryštalická soľ sa získava z morskej vody, kamenná soľ dobývaním. Ďalej sa soľ získava odparovaním zo soľanky umelým soľankovaním a tepelným spracovaním. Soľ sa vyrába a predáva aj vo forme soľných roztokov - soľaniek.

Vo Francúzsku roku 1992 tvorila soľ z morskej vody 12 %, kamenná soľ cca 1,5 % (ložisko Varrangeville v Lotrinsku; roku 1992 103 000 t, roku 1991 254 000 t), termická soľ 3 % (výťažok z draselných solí z Alsaska), soľ získaná umelým soľankovaním - odparovaním cca 17 %. Kryštalickej soli sa dovedna vyrobilo 2,319 mil. t, zvyšok (4,858 mil. t) sa predal vo forme soľných roztokov. Francúzsko exportovalo cca 485 kt kryštalickej soli, z toho 63 % z morskej vody.

*Draselná soľ*

a) Svetová produkcia má zostupnú tendenciu (roku 1992 medziročný pokles cca 8 %). Hlavnými výrobcami sú: Kanada (7,2 mil. t), SNŠ (6,9 mil. t), Nemecko (3,5 mil. t), USA (1,65 mil. t). Značný pokles spotreby je v SNŠ, ale pod vplyvom transformácie a novej politiky v poľnohospodárstve aj v západnej Európe.

b) Francúzsko je v ťažbe spolu s Izraelom na piatom mieste vo svete Spoločnosť MDPA (Mines de Potasse d´Alsace) ťaží jedno ložisko v oligocénnom bazéne Mulhouse. Ložisko tvoria dve vrstvy soli v hĺbke 400 - 1100 m. Soľ je zo 60 % NaCl a 25 % KCl. Roku 1992 bola ťažba 8573 mil. t s obsahom 14,37 % $K_2O$.

Svetová cena soli je relatívne stabilná (110 - 115 USD za 1 t).

*Andaluzit*

a) Situácia vo svete. Produkcia roku 1992 vzrástla o cca 5 %. Hlavným producentom je Južná Afrika. Francúzsko je na druhom mieste pred Čínou. Andaluzit sa používa na výrobu žiaruvzdorných materiálov pre železiarstvo, cementárstvo a priemysle pracujúcom s vysokou teplotou. USA a India produkujú distén, sillimanit a niektoré iné alumokremičitany (cca 120 000 t) na rovnaké použitie. Francúzsky výrobca DAMREC (Denain-Anzain Mineraux Refractaires et Céramique) má vyše 60 % svetovej výroby troch ložísk v Južnej Afrike, ktoré vyrábajú 110 000 t/rok. DAMREC vyrába aj v USA zlúčeniny analogické sillimanitu, a to kalcináciou zo zmesi kaolínu a gibbsitu.

b) Francúzska produkcia roku 1992 poklesla o cca 11 %. Spoločnosť DAMREC ťaží ložisko andaluzitovej bridlice Glomel v Cotes-d´Ármor povrchovo. Ťažba cca 920 kt materiálov poskytuje úpravu 550 kt rudy. Andaluzit sa predáva pod menom Kerphalite v dvojakej kvalite: KA (58,5 % $Al_2O_3$) na výrobu špeciálnych žiaruvzdorných tehál a betónu a KB s 52,5 % $Al_2O_3$. Výroba roku 1992 kvality KA bola 55 000 t a KB 8000 t. Prevažná časť výroby sa exportuje.

*Asfaltitový vápenec*

Vo Francúzsku sa jeho výroba oproti roku 1991 znížila o 8 %. Pochádza z ložiska Saint-Jean-de-Maruéjols dans la Gard. Ťažba roku 1992 bola 18 330 t.

Z ložiska Carbonod v Aine ťaží Société des Mines d´Orbagoux bituminóznu bridlicu a extrahuje z nej olej pre farmaceutický priemysel.

*spracoval bý*

## Problémy s financovaním výskumu a prieskumu ložísk nerastov v USA

Výskum a vyhladávanie ložísk neratov v USA - podobne ako v ostatnom období aj u nás - sa stretáva s nedostatkom financií na túto činnosť. Posúďme sami, nakoľko je táto problematika všeobecná.

Uvedenými otázkami sa zaoberala konferencia organizovaná SEG (Society of Economic Geology) v apríli 1993 v Denveri. Posudzovala, či v USA je ucelený program zameraný na objavy nových ložísk nerastov, príp. na štúdium známych ložísk a aké sú problémy s financovaním výskumných prác na overovanie surovinovej základne štátu.

V panelovej diskusii sa posudzovala účasť ťažiarskych spoločností, štátu a univerzít pri overovaní a štúdiu ložísk nerastov. Ťažobný priemysel prejavuje úsilie usmerňovať programy výskumu a vyhľadávania nerastných surovín, ako aj špičkového teoretického výskumu, ale nie je ochotný vo väčšej miere ich financovať, lebo sleduje krátkodobé ekonomické ciele.

Štát síce ložiskový výskum a vyhľadávanie financuje, ale nekoncepčne. Väčšinou ide o jednorazovú a krátkodobú činnosť podriadenú lokálnym záujmom štátov s tendenciou znižovať finančné náklady.

Ložisková geológia USA sa na univerzitách a vysokých školách vôbec pod vplyvom dlhotrvajúcich negatívnych tendencií stáva miznúcim odborom štúdia s nevýznamným objemom výskumnej činnosti. Poznatky z doterajšieho ložiskového výskumu a kritiku tejto činnosti v USA podrobnejšie rozviedli prednášky na plenárnom zasadaní. Na základe analýzy činnosti 23 spoločností na prieskum ložísk nerastov sa konštatovalo hlavné zameranie na modelovanie genézy ložísk s použitím najnovších poznatkov geológie, na geochemické a geofyzikálne metódy vyhľadávania, uplatňovanie komplexu vyhľadávacích metód, ako je štruktúrno-tektonické mapovanie, účelové geologické mapovanie rudných rajónov, korelácia so svetovými ložiskami, nové technické prostriedky na detekciu zakrytých rudných telies a využívanie progresívnej vrtnej techniky.

Dôležitým faktorom pri výskume ložísk je spolupráca vysokých škôl, federálnych, provinciálnych a priemyselných kruhov s cieľom sústreďovať finančné prostriedky, ale zatiaľ nie je efektívna. Kľúčovou úlohou je presvedčiť vládne orgány finančne prispevať na výskum a vyhľadávanie ložísk, a tak vyplniť medzeru vo financovaní zo strany banských a prieskumných spoločností. Takýto typ spoluúčasti na programoch ložiskového výskumu má výhodu v znižovaní byrokracie na únosnú mieru, v rýchlom získavaní potrebných údajov, v účasti univerzít na zvyšovaní odbornej kvalifikácie ložiskových geológov a graduovaných študentov vo výskume ložísk vrátane využívania laboratórií univerzít. K tomu pristupuje motivácia ťažiarov vypracúvať relevantné výskumné projekty.

Činnosť štátnej geologickej služby USA (U.S. Geological Survey) sa vyznačuje bezkoncepčnosťou, rozptylom prác na jednotlivé objekty, čo vyplýva zo zamerania na politické a úzko ekonomické ciele a na riešenie sociálnych priorít. Vládne orgány totiž považujú výskum a vyhľadávanie ložísk za druhoradú činnosť a v niektorých prípadoch k nej zaujímajú celkove negatívny postoj. Autor prednášky B. Berger predpokladá zníženie objemu financií na výskum a vyhľadávanie ložísk zo strany štátu.

Predstaviteľ ťažobného priemyslu pokázal na tendenciu banských spoločností vylúčiť z vlastnej činnosti výskum a vyhľadávanie nerastov, ako aj základné geologické mapovanie a nezúčastňovať sa ani na ich financovaní.

Pedagóg z baníckej školy informoval o zníženom záujme o štúdium ložiskovej geológie a ustavičný pokles výskumnej kapacity geológie v rámci školy. Tieto negatívne javy môže ťažobná sféra eliminovať zainteresovaním absolventov ložiskových geológov z týchto škôl.

O lepšej situácii v Kanade informoval zástupca z Queensu. Surovinovú politiku v Kanade koncepčne realizujú federálne orgány a finančne sa na nej zúčastňuje aj konzorcium banských spoločností na povrchu výskumu nerastných zdrojov, ktoré prispieva najmä na programy univerzít. Napr. Univerzita v Queense dostala niekoľkotisícovú sumu USD na riešenie geologických, geochemických a geofyzikálnych problémov v ložiskovej geológii.

Konferencia zovšeobecnila príspevky účastníkov konferencie do nasledujúcich bodov:

1. Ložiskový výskum treba orientovať na otázky vyplývajúce z potrieb ťažobného priemyslu, nie na pseudoproblémy objavujúce sa na pracoviskách univerzít.

2. Súčasný stav vyžaduje vykonávať ložiskový výskum príp. vyhľadávanie v známych, klasických rudných rajónoch. Hlavným stimulom má byť následný zisk z ťažby nerastov a za hlavný zdroj financií treba pokladať súkromné spoločnosti, lebo štát sa nateraz k financovaniu takýchto prác stavia väčšinou negatívne.

3. Príčinou útlmu spoločných programov a vytvárania združených podnikov na výskum, vyhľadávanie a ťažbu nerastov je nedostatok financií. Od spoločných programov odstupujú najmä ropné spoločnosti. Výnimkou je Kanada, Južná Afrika a Austrália, kde výskum ložísk pokračuje v nezmenšenej intenzite.

4. Tendencia utajovať údaje o činnosti amerických ťažiarskych spoločností sa prejavuje v neochote ostatných sfér združovať prostriedky na výskum ložísk formou joint-venture.

5. Rastúci politický a verejný záujem o životné prostredie a racionálne využívanie prírodných zdrojov vytvára predpoklady na oživenie výskumu nerastných zdrojov formou špecializovaných štúdií.

6. Celkove sa konštatovala nízka odborná úroveň geologickej dokumentácie pri ťažbe nerastných surovín v USA. Ťažiarske spoločnosti ich väčšinou vykonávajú vlastnými pracovníkmi bez dostatočnej kvalifikácie, ale sú niektoré špecializované agentúry zabezpečujúce geologické dokumentovanie na zodpovedajúcej odbornej úrovni, čo je možná forma odstraňovania uvedených nedostatkov.

7. Odlišná situácia je v Kanade, ktorá má bohaté skúsenosti z vyhľadávania nerastov a pozitívny vzťah k surovinovej politike. Vláda významne podporuje poznávanie a oceňovanie nerastných a surovinových zdrojov krajiny a nemá napr. problémy s financovaním tzv. malej vedy.

Celkový stav vo výskume ložísk sa charakterizuje takto:

USA v poznávaní vlastných ložísk nerastov v porovnaní s ostatnými vyspelými (bohatými) štátmi veľmi zaostávajú. Hlavnou príčinou je negatívny postoj vlády a verejnosti k overovaniu a štúdiu základne nerastných surovín štátu, čo bráni v uplatňovaní účelnej dotačnej politiky vo výskume a vyhľadávaní ložísk nerastov.

Neopodstatnená priorita zisku a krátkodobé zameranie programov ťažby nerastov neumožňujú rozvoj rozsiahlejších výskumných vyhľadávacích programov. To všetko vedie do bezvýchodiskovej situácie v poznávaní zdrojov nerastov s dlhodobými negatívnymi dôsledkami pre hospodársky rozvoj štátu.

*Podľa článku Exploration Research Orlack of it in the United States, SWG- Newsletter oktober 1993 č. 15*
*spracoval sk*

# Slovenská asociácia ložiskových geológov zaregistrovaná

3. marca 1994 sa v Banskej Bystrici pri príležitosti odborného seminára o zlatom zrudnení v Západných Karpatoch konala ustanovujúca schôdzka Slovenskej asociácie ložiskových geológov (SALG). Schválila stanovy SALG, zvolila radu SALG a revíznu komisiu SALG.

Rada SALG: RNDr. K. Piovarcsy, predseda; Ing. M. Radvanec, CSc., tajomník; prof. RNDr. I. Kraus, DrSc., podpredseda; RNDr. J. Franzen, hospodár; RNDr. P. Grecula, DrSc., člen; doc. RNDr. P. Hvožďara, CSc., člen; doc. Ing. T. Sasvári, CSc., člen.

Revízna komisia: RNDr. L. Novotný, predseda; RNDr. Ľ. Maťo, CSc., člen, RNDr. M. Gargulák, CSc., člen.

Čestným členom SALG sa stal prof. RNDr. Z. Pouba, DrSc.

**Stanovy združenia**

*I. Názov združenia*

Slovenská asociácia ložiskových geológov

*II. Sídlo združenia*

Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves, Markušovská cesta 1, 052 01 Spišská Nová Ves

*III. Cieľ činnosti*

1. Slovenská asociácia ložiskových geológov (SALG) je dobrovoľná profesijná organizácia združujúca odborníkov pracujúcich vo výskume, prieskume a ťažbe ložísk nerastných surovín v Slovenskej republike.
2. Poslaním SALG je
- reprezentovať a chrániť záujmy jej členov a odboru v styku so štátnymi orgánmi a zamestnávateľskými organizáciami pri rokovaniach v oblasti legislatívnej, vzdelávacej a v ďalších oblastiach súvisiacich s ložiskovou geológiou,
- spolupracovať so štátnou správou pri udeľovaní odbornej spôsobilosti členov SALG,
- vykonávať v ložiskovej geológii prostredníctvom členov poradenskú činnosť,
- podporovať rozvoj ložiskovej geológie a jej príbuzných odborov,
- dodržiavať Kódex profesijného správania Európskej federácie geológov.

*IV. Členstvo*

1. Členstvo v SALG je: individuálne, kolektívne, čestné.

1.1. Individuálnym členom sa môže stať každý,
- kto má ukončené vysokoškolské vzdelanie v odbore alebo tomu zodpovedajúcu odbornú úroveň,
- koho členstvo odporučili dvaja riadni členovia SALG,
- kto sa zaviaže dodržiavať stanovy SALG.

*Poznámka:* Pri ustanovení asociácie prvé valné zhromaždenie vytvorí kvalifikačný výbor na posudzovanie žiadosti o členstvo

1.2. Kolektívnym členstvom sa môže stať právnická alebo fyzická osoba oprávnená pôsobiť v odbore ložiskovej geológie. Kolektívne členstvo nahrádza individuálne členstvo.

1.3. Čestným členom sa môže stať ten, kto sa mimoriadne zaslúžil o rozvoj ložiskovej geológie alebo SALG. Navrhuje ho rada SALG a schvaľuje valné zhromaždenie.

2. Vznik a zánik členstva

2.1. Individuálne a kolektívne členstvo vzniká prijatím, schválením a potvrdením prihlášky uchádzača radou SALG (kvalifikačným výborom) a zaplatením zápisného a členského príspevku.

2.2. Členstvo zaniká písomným odhlásením člena, vylúčením člena rozhodnutím valného zhromaždenia, úmrtím člena alebo nezaplatením príspevku do 30. júna za bežný rok, alebo do dvoch mesiacov po prijatí za člena. O novom prijatí rozhoduje valné zhromaždenie, pri vylúčení najskôr po dvoch rokoch.

3. Práva a povinnosti členov

3.1. V ložiskovej geológii je SALG partnerom štátnych orgánov, organizácií, súkromných osôb a spoločnosti. Pre štátne orgány po dohode s nimi a v súlade s legislatívnymi opatreniami SALG:
- vypracúva odborné požiadavky na atestačné pokračovanie a formuluje práva a povinnosti držiteľov osvedčení o odbornej spôsobilosti v odbore ložisková geológia,
- zúčastňuje sa na posudzovaní, schvaľovaní, udeľovaní, príp. odoberaní oprávnení na činnosť v odbore ložisková geológia vo všetkých druhoch podnikania na základe atestačného osvedčenia,
- vyjadruje sa k všetkým legislatívnym opatreniam vydávaným štátnymi orgánmi, pokiaľ sa dotýkajú ložiskovej geológie (zákony, vyhlášky, nariadenia),
- spolupracuje pri príprave učebných plánov a osnov vo výučbe ložiskovej geológie na vysokých a stredných odborných školách,
- vyjadruje sa k výberu a menovaniu súdnych znalcov v odbore ložisková geológia.

3.2. SALG ponúka odborníkov na riešenie významných projektov alebo úloh pre rozličné organizácie a podnikateľskú sféru vrátane zahraničnej činnosti.

3.3. SALG poskytuje svojim členom pomoc pri ich právnej ochrane a odbornú pomoc v sporoch vyplývajúcich z ich odbornej činnosti.

3.4. Práva individuálnych členov:
- voliť a byť volený do všetkých orgánov,
- zúčastňovať sa na valných zhromaždeniach SALG a na akejkoľvek jej činnosti,
- podávať návrhy rade SALG,
- byť priebežne informovaný o činnosti a aktivitách asociácie.

3.5. Práva kolektívnych členov sú rovnaké ako práva individuálnych členov s tou výnimkou, že sa na valných zhromaždeniach s hlasovacím právom môže zúčastniť vždy iba jeden zástupca kolektívneho člena a toho možno voliť do orgánov SALG.

3.6. Čestní členovia majú právo zúčastňovať sa na valných zhromaždeniach SALG a byť informovaní o činnosti asociácie.

3.7. Členovia sú povinní dodržiavať stanovy SALG, spolupracovať pri plnení prijatých úloh, nepôsobiť proti záujmom SALG a proti stavovskej cti a platiť členské príspevky.

*V. Orgány združenia*

1. Valné zhromaždenie

1.1. Najvyšším orgánom SALG je valné zhromaždenie členov, ktoré:
- schvaľuje a upravuje stanovy,
- priamo volí predsedu a 6 členov rady SALG na príslušné funkčné obdobie,

- volí trojčlennú revíznu komisiu,
- prerokúva a schvaľuje činnosť rady SALG, správu jej revíznej komisie za kalendárny rok a rozpočet,
- schvaľuje výšku zápisného a individuálnych členských príspevkov,
- na návrh rady SALG udeľuje čestné členstvo.

1.2. Valné zhromaždenie je uznášaniaschopné, ak je na ňom prítomná väčšina členov. Pokiaľ sa potrebný počet členov nezíde, začiatok sa posúva o 30 minút a potom sa valné zhromaždenie vyhlási za uznášaniaschopné pri akomkoľvek počte prítomných členov. Pri hlasovaní rozhoduje jednoduchá väčšina hlasov.

1.3. Valné zhromaždenie zvoláva rada SALG raz ročne. Mimoriadne valné zhromaždenie rada SALG zvolá, ak o to požiada najmenej 20 % členov alebo z vlastného rozhodnutia z iných závažných dôvodov. Zvolanie valného zhromaždenia sa musí oznámiť verejne najmenej 14 dní pred jeho konaním.

2. Výkonné orgány SALG

2.1. Základné pravidlá ustanovovania a rokovania výkonných orgánov sú:
- orgány sa zriaďujú na základe rozhodnutia valného zhromaždenia,
- voľby do orgánov sa vykonávajú tajným hlasovaním,
- rozhodovanie orgánov je podmienené účasťou väčšiny členov, pokiaľ sa nezíde, je orgán uznášaniaschopný po jednej hodine čakania, rozhoduje väčšina hlasov.

3. Rada SALG

3.1. Rada SALG je vrcholným výkonným a riadiacim orgánom asociácie. Tvorí ju predseda, ktorého volí valné zhromaždenie priamo, a šesť členov, ktorých volí valné zhromaždenie tiež priamo. Funkčné obdobie rady SALG je 3 roky.

3.2. Rada SALG volí zo svojich členov podpredsedu, tajomníka a hospodára.

3.3. Radu SALG vedie predseda, v jeho neprítomnosti podpredseda alebo tajomník. Schôdzky rady SALG zvoláva predseda pravidelne štyrikrát ročne. Mimoriadnu schôdzku rady SALG je povinný zvolať predseda, podpredseda alebo tajomník, pokiaľ o to požiadajú najmenej traja členovia rady SALG.

3.4. Povinnosti rady SALG
Rada SALG:
- vedie centrálnu evidenciu členov a ich aktivít,
- riadi činnosť SALG v období medzi valnými zhromaždeniami,
- zvoláva a organizuje valné zhromaždenie,
- predkladá valnému zhromaždeniu správy a návrhy o činnosti,
- plní úlohy uložené valným zhromaždením,
- hospodári podľa schváleného rozpočtu,
- na požiadanie poskytuje zoznam svojich členov a ich aktivít, zoznam súdnych znalcov, expertov a pod.,
- podľa možností pravidelne informuje svojich členov o novinkách v odbore ložiskovej geológie, v legislatívnej a inej činnosti dotýkajúcej sa práce členov a podáva ďalšie správy, ktoré si vyžiada valné zhromaždenie.

4. Rokovanie za združenie

Rokovať v mene združenia SALG môže: predseda rady, podpredseda rady, tajomník rady, hospodár.

Títo funkcionári rokujú v mene združenia tak, že k vytlačenému menu spoločnosti pripoja svoj vlastnoručný podpis. Každý z funkcionárov je oprávnený rokovať v mene združenia samostatne.

5. Revízna komisia

Revízna komisia je kontrolným a revíznym orgánom. Volí ju valné zhromaždenie. Revízna komisia zo svojich členov volí predsedu, riadi sa uzneseniami valného zhromaždenia a všeobecne platnými právnymi predpismi. Kontroluje dodržiavanie stanov, plnenie plánu činnosti a hospodárenia s prostriedkami SALG. Členovia majú právo zúčastňovať sa na schôdzkach rady bez práva hlasovať.

*VI. Zásady organizačnej štruktúry*

1. Členovia SALG sa môžu združovať v pobočkách v záujme ľahšej komunikácie a bezprostrednejšieho napĺňania svojich práv.
2. Pobočku možno založiť ako prejav spoločného záujmu na schôdzke najmenej piatich členov SALG, a to spravidla v mieste ich odborného pôsobenia. Členovia pri založení pobočky zvolia zo svojho stredu tajomníka, ktorý bude činnosť pobočky riadiť, a rozhodnú o jej sídle. O zriadení pobočky sa vyhotovuje zápis s prezenčnou listinou a posiela sa rade. Pobočka nemôže vyvíjať činnosť, ktorá je v rozpore so stanovami asociácie.

*VII. Finančné prostriedky a hospodárenie*

1. Hospodárenie SALG sa riadi rozpočtom, ktorý na návrh rady SALG na kalendárny rok schvaľuje valné zhromaždenie.
2. Majetok SALG tvoria hmotné a finančné porostriedky a sú určené na hospodárske a spoločenské zabezpečenie činnosti a úloh rady SALG a SALG. Majetok tvorí:
   - vlastný majetok SALG a jeho výnosy,
   - členské a iné príspevky (dotácie, subvencie, dary) a zápisné.
3. Výšku zápisného a členských príspevkov schvaľuje valné zhromaždenie a návrh rady SALG, ktorá stanovuje aj spôsob ich vyberania.
4. V prípade zániku SALG o majetkovom vyrovnaní rozhoduje valné zhromaždenie.

*VIII. Záverečné ustanovenia*

1. Združenie sa zakladá na neurčitý čas. O jeho zániku rozhoduje valné zhromaždenie dvojtretinovým rozhodnutím všetkých členov SALG.
2. Tieto stanovy nadobúdajú platnosť dňom schválenia valným zhromaždením 3. marca 1994.

V Banskej Bystrici dňa 3. marca 1994

## Slovenská asociácia geofyzikov (SAG) začala svoju činnosť

SAG je dobrovoľná stavovská organizácia združujúca odborníkov v odbore geofyzika a s ňou súvisiacich geovedných profesiách v Slovenskej republike. Jej poslaním je reprezentovať a hájiť záujmy jej členov a odboru, vystupovať ako garant odbornej spôsobilosti svojich členov, zabezpečovať vzájomnú informovanosť členov, zúčastňovať sa na rozvoji odboru geofyzika, organizovať stretnutia a pod.

Prvé valné zhromaždenie SAG sa konalo 17. marca 1994 v budove Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave. Tajným hlasovaním bola zvolená SAG a revízna komisia SAG. Členovia výboru SAG potom za predsedu SAG zvolili RNDr. Vojtecha Gajdoša, CSc.

Informácie o členstve v SAG a o jej činnosti môžete získať na adrese: RNDr. V. Gajdoš, katedra aplikovanej a environmentálnej geofyziky PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava.

# Prof. Ing. Milan Matula, DrSc., sedemdesiatročný

V týchto dňoch sa stále svieži a plný tvorivých síl dožíva svojich sedemdesiatin zakladateľ modernej školy inžinierskej geológie a hydrogeológie na Slovensku prof. Ing. Milan Matula, DrSc.

Narodil sa 20. mája 1924 v Dolnom Ďure. Po absolvovaní základnej a strednej školy v Leviciach a v Prievidzi študoval na Stavebnej fakulte SVŠT v Bratislave. Geologickým vedám „sa upísal" už ako mladý ašpirant na Baníckej fakulte a Fakulte geologicko-geografických vied UK v rokoch 1951 až 1953 pod vedením akademika D. Andrusova. Stál pri zrode katedry inžinierskej geológie a hydrogeológie roku 1952 a odvtedy sa datujú spoločné úspechy - vedecký a odborný rast jubilanta i katedry. Roku 1954 obhájil kandidátsku dizertačnú prácu, roku 1956 ho vymenovali za docenta, roku 1965 sa stal profesorom a roku 1967 obhájil doktorskú dizertačnú prácu.

Pod vedením jubilanta sa rozvíjala nielen moderná inžinierska geológia na Slovensku, ale aj katedra ako centrum výchovy niekoľkých stovák špecialistov - inžinierskych geológov a hydrogeológov, ktorí úspešne pracovali pri príprave projektov a výstavbe hydrotechnických, dopravných a pozemných stavieb, pri sanácii svahových deformácií, v regionálnom inžinierskogeologickom mapovaní, v územnom plánovaní a pri ochrane životného prostredia.

Prof. Milan Matula je autorom viac ako 150 vedeckých a odborných publikácií vrátane 10 monografií a celoštátnych učebníc. Zo širokého spektra jeho vedeckej činnosti spomenieme aspoň najvýznamnejšie oblasti.

V rámci výskumu a prieskumu geologických pomerov pre hydrotechnickú výstavbu rozpracoval metodiku inžinierskogeologickej rajonizácie povodí našich najvýznamnejších vodných tokov z hľadiska ich energetického využitia a pre potreby štátneho vodohospodárskeho plánu. Významnou mierou sa zúčastňoval najmä na príprave projektov na výstavbu vodných nádrží a hydrocentrál v zložitých geologických pomeroch, napr. priehrady a nádrže Nosice, Liptovskej Mary, PVE Čierny Váh a vodného diela na Dunaji.

Jeho práce z oblasti inžinierskogeologického mapovania významom presahujú rámec slovenskej inžinierskej geológie a ovplyvnili vývoj inžinierskogeologického mapovania vo svete (Smernice UNESCO a IAEG pre inžinierskogeologické mapovanie, 1976). Pod jeho vedením katedra inžinierskej geológie spracovala moderné inžinierskogeologické mapy 1:200 000 celého územia Slovenskej republiky.

Systematický výskum inžinierskogeologických pomerov Slovenska vyústil do spracovania regionálnej inžinierskej geológie Slovenska prezentovanej v monografii Regional Engineering Geology of Czechoslovak Carpathians (1969), ktorá mala široký ohlas v zahraničí. Túto tematiku spracoval jubilant i v modernej učebnici Regionálna inžinierska geológia ČSSR (1982 a 1986), ktorú napísal spoločne s prof. J. Paškom z Karlovej Univerzity v Prahe.

Veľmi významnou súčasťou jeho vedeckej práce je štúdium vzájomných vzťahov medzi geologickým prostredím a územným plánovaním, urbanizáciou a ochranou životného prostredia. Dokumentuje ju nielen monografia Geológia a životné prostredie(1979), ktorú ocenil Slovenský literárny fond, ale aj výber prof. M. Matulu za generálneho reportéra k tejto problematike na troch významných medzinárodných kongresoch IAEG (Sao Paulo 1974, Madrid 1978, Newcastle 1979).

Od roku 1960 stál prof. Milan Matula, DrSc., na čele radu výskumných tímov česko-slovenských vysokých škôl a ČSAV pri riešení najdôležitejších otázok základného výskumu v oblasti inžinierskej geológie a geotechniky. Bol členom a predsedom viacerých vedeckých rád a kolégií vysokých škôl, akademických a rezortných komisií a redakčných rád odborných časopisov. Vykonával mnohé funkcie v školstve, v rezortných geologických orgánoch, v orgánoch SAV, v Slovenskej geologickej spoločnosti, ČSVTS atď. Jeho prácu ocenili vysokými štátnymi, akademickými i rezortnými vyznamenaniami.

Vďaka úspechom vo vedeckovýskumnej oblasti a vynikajúcej erudícii získal jubilant pozoruhodné medzinárodné uznanie. Okrem spomenutých generálnych referátov predniesol viac ako 30 referátov na medzinárodných kongresoch a predsedal viacerým kongresovým sekciám (napr. Paríž, Moskva, Sydney, Montreal). Viac ako 12 rokov bol predsedom 1. stálej komisie IAEG pre inžinierskogeologické mapovanie, ktorá významne pomohla unifikovať a štandardizovať inžinierskogeologické mapovanie v rámci UNESCO. Vysokého medzinárodného ocenenia sa mu dostalo roku 1982, keď bol zvolený za viceprezidenta Medzinárodnej asociácie inžinierskej geológie (IAEG).

Na záver okrem vyslovenia vďaky prof. Ing. Milanovi Matulovi, DrS., v mene mnohých jeho žiakov a okrem ocenenia jeho bohatej vedecko-pedagogickej a organizačnej činnosti a prínosu do rozvoja slovenskej geológie želáme nášmu stále mladému jubilantovi mnoho zdravia a úspechov v osobnom živote i pri napĺňaní odborných zámerov a plánov.

*V. Letko*

# Ing. Ivan Pagáč, CSc., šesťdesiatročný

5. apríla tohto roku oslávil okrúhle životné jubileum jeden z najvýznamnejších slovenských geológov z aplikovanej sféry Ing. Ivan Pagáč, CSc., rodák z Banskej Bystrice.

Jubilant po skončení Vysokej školy banskej v Ostrave (odbor vyhľadávanie a prieskum ložísk ropy a plynu) pracoval v rokoch 1959 - 1968 ako prieskumný geológ v ČND Hodonín. V kolektíve v tom čase najlepších ropných geológov (dr. Janáček, CSc., dr. Dlabáč, CSc., prof. dr. Homola) si osvojil najnovšie metódy prieskumu a vnikol do problematiky geologickej stavby miocénnych panví v ČSSR, podrobne do panónskej. Osobitne sa zameral na seizmickú metódu s osobitným vzťahom k hlbinnej stavbe panvy. Každodenné poznávanie geologických štruktúr sa u mladého geológa prejavilo v citlivom prístupe k zlomom, ale aj k fáciám a ich významu pri vytváraní pascí.

Ako hlavný geológ sa od roku 1969 práve osamostatneného

slovenského podniku Nafta Gbely zaoberal otázkami ropného prieskumu na celom Slovensku a nadviazal pritom úzku spoluprácu s vedeckými inštitúciami základného výskumu, hlavne s Geologickým ústavom Dionýza Štúra.

Jeho zásluhou sa ropná geológia svojím zameraním stávala organickou súčasťou slovenskej geológie v čase jej najprudšieho vzrastu, a to významným prínosom v oblasti zlomovej tektoniky, hlbinnej stavby a uplatňovania matematických metód. Zvlášť výrazne sa to prejavovalo na povestných každoročných smolenických konferenciách, a to nielen aktívnou účasťou ropných geológov, ale v nejednom prípade aj sponzorovaním. Vyjadrením osobitného významu Ing. Pagáča bolo jeho členstvo v Slovenskej geologickej rade, v redakčných radách geologických časopisov (Mineralia slovaca od založenia až doteraz), v domácich aj zahraničných odborných komisiách a vo vedeckých radách. Vyjadrením vedeckej aktivity Ing. Pagáča bolo aj obhájenie kandidátskej dizertačnej práce Vyhľadávanie neštruktúrnych ložísk nafty a plynu vo viedenskej panve (1976) verejnou vedeckou rozpravou, čo je v československej geológii ojedinelý prípad. Významnú úlohu zohral Ing. Pagáč v časopise Nafta, v ktorom bol vyše 20 rokov predsedom redakčnej rady a zaslúžil sa o využívanie vedeckých metód pri prieskume uhľovodíkov v ČSSR, ako aj v ropnom prieskume vôbec. Nemožno nespomenúť, že to bol práve Ing. Pagáč, kto v rokoch 1979 - 1988 viedol výstavbu podzemných zásobníkov lábskeho komplexu.

V rokoch 1986 - 1990 sa ako hlavný geológ Generálneho riaditeľstva Naftového a plynárenského priemyslu zaslúžil o vytvorenie spoločného americko-slovenského podniku Maxus, čo viedlo k spoločnému projektu na prieskum panónskej panvy. Výsledkom hlbinného seizmického prieskumu je nová predstava o stavbe panónskej panvy, ale aj lepšie osvojenie si nových amerických metód prieskumu.

O osobitnom postavení Ing. Ivana Pagáča, CSc., ako prieskumného geológa širokej vedeckej orientácie svedčí jeho spoluautorstvo v najnovších vedeckých a vedecko-pedagogických dielach, ako je Ložiská ropy a zemného plynu v strednej Európe (spoluautor: Ďurica, Namestnikov, Roth), dielo, ktoré sa vysokou vedeckou úrovňou výsledkov českej a slovenskej ropnej geológie začleňuje do širšieho európskeho rámca, príspevky do vysokoškolskej učebnice Böhmera a Kužvarta Vyhľadávanie a prieskum ložísk nerastných surovín, a to spracovaním kapitoly Vyhľadávanie zásob ropy a zemného plynu (s. 156 - 169) a Výpočty zásob ropy a zemného plynu (s. 393 - 397) a spoluautorstvo na mape ložísk uhľovodíkov strednej a východnej Európy (1:1 000 000).

Od roku 1990 je Ing. Pagáč ako zakladateľská osobnosť spolutvorcom programu novozaloženého ústavu Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu Bratislava, inštitúcie, ktorá vypĺňa medzeru v ropnej geológii na Slovensku. Z jeho iniciatívy sa začali riešiť otázky perspektív uhľovodíkov aj v mimoneogénnych panvách. Vyústením tohto úsilia je rozsiahly projekt Zhodnotenie naftového potenciálu Západných Karpát.

Projekt a celý program VVNP (v spolupráci s radom geologických inštitúcií) počíta s tým, že konfrontácia skúseností v prieskume uhľovodíkov s novým pohľadom na stavbu a vývoj Západných Karpát môže znamenať prelom v nazeraní na perspektívnosť uhľovodíkov v Západných Karpatoch. Osobitne treba vyzdvihnúť úsilie využívať matematické metódy pri modelovaní prírodných fenoménov, najmä pri zisťovaní tvorby uhľovodíkov, ale aj hydrodynamických procesov v ložiskách.

Pri vzácnej príležitosti okrúhleho jubilea Ing. Ivana Pagáča, CSc., z úprimného srdca želá pevné zdravie a dostatok tvorivých zámerov a ich naplnenie celá slovenská geologická pospolitosť.

*M. Maheľ*

Miko, O. a Samuel, O.: **Bibliografia Dionýza Štúra - práce z územia Slovenska.** Geologické Práce, Spr., 98, GÚDŠ Bratislava, 1993,. 127 - 131.

V októbri 1993 sme si slávnostným zhromaždením a výstavou v Prírodovednom múzeu SNM v Bratislave pripomenuli najvýznamnejšieho slovenského prírodovedca druhej polovice 19. stor., geológa, paleontológa a botanika Dionýza Štúra. Od jeho úmrtia uplynulo sto rokov († 9. októbra 1893).

Dionýz Štúr počas svojho nezvyčajne tvorivého života pôsobil v Rížskom geologickom ústave vo Viedni a pracoval na území celého Rakúsko-Uhorska. Bol prvým geológom systematicky skúmajúcim aj dnešné Slovensko. V nadväznosti na svoje predchádzajúce výskumy v Rakúsku, Čechách a na východnej Morave už roku 1858 bádal v Bratislavskej, Trenčianskej, Dolnonitrianskej a Hornonitrianskej, Turčianskej, Liptovskej a v Oravskej stolici. Z tohto obdobia mu okrem viacerých kratších správ vyšla práca O kössenských vrstvách v severozápadnom Uhorsku (1859) a tiež významná Správa o prehľadnom geologickom mapovaní v povodí Váhu a Nitry (1860). Známe sú jeho botanické práce o flóre Rozsutca (1859), ako aj monografia o rastlinách rodu Drába (1861). Roku 1862 - zrejme pod vplyvom Slovenského memorandového zhromaždenia, na ktorom sa v júni 1861 zúčastnil, napísal Geologicko-geografickú osnovu polohopisu Slovenska, doteraz vytlačenú v štyroch vydaniach. Opísal aj činnosť občasného prameňa pri Stratenej (1863, 1867). Pri stanovovaní veku súvrství a stratigrafických výskumoch začal vo veľkej miere využívať svoje botanické vedomosti. Roku 1867 mu vyšla významná práca o flóre sladkovodných kremencov, kongériových a cerítiových vrstiev Viedenskej a Uhorskej panvy a neskôr (roku 1870) o stratigrafických pomeroch Viedenskej panvy. Písal aj o ničivých zemetraseniach, ktoré postihli Slovensko.

Vo výskume Západných Karpát na území stredného Slovenska Štúr pokračoval v rokoch 1866 - 1867 a jeho výsledkom bola roku 1868 Správa o geologickom mapovaní na hornom Považí a Horehroní. V tom čase už pôsobil v Spišsko-gemerskom rudohorí, podal odtiaľ Správu o geologickom mapovaní okolia Smolníka a Gelnice (1869). Práce menšieho rozsahu dotýkajúce sa našej oblasti publikoval aj v ďalších rokoch.

Doteraz bolo známych okolo 25 Štúrových prác zo Slovenska a celkový počet jeho publikácií rôzneho rozsahu (od niekoľkoriadkových stručných informácií až po mnohostostranové monografie) sa odhadoval na 270 až 300. Písal väčšinou po nemecky, pretože ako pracovník štátnej inštitúcie bol povinný odovzdávať výsledky svojich výskumov v úradnom jazyku. Preto ho často pokladali za vedca nemeckého pôvodu. Jeho práce boli uznávané a ocenené členstvom v najváženejších vedeckých spoločnostiach a akadémiách, okrem iného aj vysokými vyznamenaniami. Ale D. Štúr sa vždy hlásil k svojej otčine a publikoval aj po slovensky.

Staršie bibliografie uvádzajúce Štúrove práce boli neúplné, nepresné, a preto nevyhovujúce kritériám na bibliografické citácie. Nové spracovanie Štúrovej bibliografie, ktoré autori pripravili veľmi precízne a v súlade s platnou normou, umožnilo výrazne ju doplniť. Pritom sa objavilo niekoľko desiatok doteraz neznámych prác. Z územia Slovenska je teraz známych okolo 45 prác D. Štúra. Bibliografické spracovanie všetkých Štúrových prác, ktorých počet prevyšuje 500, bude zverejnené v prílohe zborníka, ktorý pripravuje GÚDŠ v edícii Konferencie, sympóziá, semináre a venuje jeho pamiatke.

Uvedené bibliografie isto pomôžu vrátiť Dionýzovi Štúrovi úctu, akú si jeho gigantická práca v prospech slovenskej a európskej geológie zasluhuje. Dionýz Štúr je aj po mnohých rokoch trvalou súčasťou našej aj svetovej vedy, kultúry a histórie.

*E. Nelišerová*

## O termíne hrast

Po mnohoročnom sledovaní geologických (ale aj geografických) odborných textov môžeme konštatovať a mnohými príkladmi dokumentovať, že sa na označenie tektonického útvaru vzniknutého sústavou paralelných zlomov s najvyššou kryhou uprostred nepoužíva vo všetkých prípadoch rovnaká podoba slovenského termínu. Takýto stav je v rozpore so základnými požiadavkami terminológie, a preto je namieste hľadať z neho nejaké východisko.

Už dávnejšie sme (Kušnír, 1983) upozornili na to, že podobu *hrásť*, ktorou sa spomenutý tektonický útvar v sledovaných textoch pomenúva najčastejšie, nemožno mechanicky prevziať z češtiny do slovenčiny (Slovník spisovného jazyka českého II, 2. vyd., 1989, s. 89, uvádza v jednom hesle ako geologický termín jednak substantívum mužského rodu **hrást**, jednak ženského rodu **hrásť**). Rovnako treba odmietnuť aj *hrást*. Obidve podoby sa vyvinuli z nemeckého slova *horst* (to sa - azda zásluhou angličtiny - zriedka zjavuje najmä v rukopisných odborných geologických textoch písaných po slovensky dodnes) a dlhé á sa v ich slovenskej forme nedá obhájiť.

Ale ani po odmietnutí podoby *hrásť* a *hrást* (ako aj pôvodného nemeckého či prostredníctvom angličtiny sa vracajúceho termínu *horst*) nie je situácia jednoznačná. Napríklad Slovník slovenského jazyka I (1959, s. 519) kodifikuje ako geologický termín slovo *hrasť*. Pripisuje mu ženský rod a podľa uvedeného genitívu singuláru (*hrasti*) je zrejmé, že ho treba skloňovať podľa vzoru **kosť**. Na druhej strane Česko-slovenský slovník (1979, s. 112) pokladá za ekvivalent českého termínu *hrást* iba **hrast**. Na rozdiel od Slovníka slovenského jazyka v ňom ide o substantívum mužského rodu (ten **hrast**) a je očividné, že sa skloňuje pravidelne podľa vzoru neživotných substantív mužského rodu **dub**.

Z predchádzajúcich poznámok rezultuje, že výber vhodného slovenského geologického termínu z dvojice **hrasť** - **hrast** je čisto jazyková otázka. A práve z jazykového hľadiska sa - podľa nášho náhľadu - ukazuje ako oveľa vhodnejší termín **hrast**. Proti podobe *hrasť*, ktorá je ženského rodu, možno argumentovať najmä tým, že hoci medzi slovami skloňujúcimi sa podľa vzoru **kosť** sú aj slová pomenúvajúce počítateľné javy (teda majúce singulár aj plurál, napr. **os, od osi, tri osi** a pod., podľa toho by bolo aj *jedna hrasť, od jednej hrasti, tri hrasti* a pod.), predsa len ide o vzor vyhradený skôr na skloňovanie tzv. nepočítateľných substantív (napr. pravých abstrákt, ako je **statočnosť, od statočnosti**, nie *dve statočnosti*, materiálií, napr. **ortuť, od ortuti**, nie *dve ortuti*). V gramatike sa napr. konštatuje, že konkrétne a počítateľné substantíva viac-menej prechádzajú od skloňovacieho typu **kosť** k typu **dlaň**. Na druhej strane je forma **hrast** ako substantívum mužského neživotného rodu veľmi vhodná, lebo sa skloňuje úplne pravidelne podľa veľmi produktívneho vzoru **dub** (napr. **hrast, hrastu, pri hraste, dva hrasty, s hrastmi**). Z toho, čo sme uviedli, vychodí aj to, že za vhodné na terminologické ciele pokladáme len deriváty od termínu **hrast**, napr. adjektívum **hrastový**.

Záverom. Podobu termínu *hrásť*, *hrást* ani *horst* nemožno v spisovnej slovenčine hodnotiť ako korektnú. Z foriem *hrasť* a **hrast**, ktoré registrujú spomenuté slovenské jazykové slovníky, odporúčame v geologickej terminológii kodifikovať a v odborných geologických (aj geografických) textoch používať iba termín **hrast** a od neho utvorený derivát **hrastový**. Jestvuje teda napr. **rudniansky hrast**, nie *rudnianska hrasť*, **hrastová stavba**, nie *hrasťová stavba*, podobne napr. **štiavnický hrast**, nie *štiavnická hrasť* atď.

*P. Kušnír*

## O hypertrofii plurálu - diskusia

Za veľmi zaujímavé a aktuálne považujem príspevky P. Kušnír a v Geovestníku (príloha MS, roč. 26, č. 1, s. 15) týkajúce sa používania spojovníka v spojeniach typu Au mineralizácia a o hypertrofii plurálu. K príspevku o hypertrofii si dovoľujem uviesť niekoľko poznámok.

V úvode autor píše, že „gramatické kategórie odrážajú reálnu skutočnosť, ale vonkoncom nie mechanicky". S týmto tvrdením možno iba súhlasiť. Nemôžem sa však vyhnúť konštatovaniu, že príklady, ktoré autor ďalej uvádza, sú vybrané účelovo a jednostranne, čo je napokon pochopiteľné, pretože ani samotná redakcia MS sa pri jazykových úpravách článkov touto zásadou nie vždy dôsledne riadi.

Používanie singuláru zdôvodňuje P. Kušnír tým, že ide o tzv. kolektíva (riad, nábytok), pravé abstraktá (teplota, vývoz) a materiáliá (piesok, odpad). I keď plne súhlasím s autorom, že singulár v mnohých prípadoch naozaj nie je užší ako plurál (nábytok - nábytky), domnievam sa, že v iných prípadoch užší je, resp. má iný význam (odpad - odpady, vápenec - vápence a pod.). Nie vždy je totiž možné považovať použité substantívum za hromadné (mimochodom, aké to krásne výrazy - - kolektíva, materiáliá!). Skôr by som odporúčal, riadiť sa v používaní singuláru a plurálu v odborných článkoch zdravým rozumom, jazykovým vkusom, odborným (to podčiarkujem) významom termínu a v neposlednom rade i príkladom z cudzích jazykov.

P. Kušnír uvádza rad príkladov. Príklad „mám piesky v pravom sandáli" isto pôsobí komicky, azda preto sa nepoužíva. Avšak už napr. s dvojicou rádioaktívny odpad - rádioaktívne odpady je to iné a v tomto prípade, nazdávam sa, by mala redakcia skôr rešpektovať autora odborného textu, ako striktne dodržiavať nie vždy jednoznačné gramatické zákonitosti. Nepochybne, že autori „vehementne brániaci plurál tam, kde sa neodporúča, sa kde-tu v dobrom pomýlia". Ale napr. veta „obsahy Au na jednotlivých žilách sa výrazne líšia od priemerného obsahu Au na ložisku, nie je pomýlením, ale špecifikáciou určitej skutočnosti.

Osobne mňa najviac prekvapuje a mrzí (alebo pôsobí na mňa komicky), že redakcia MS striktne používa singulár, napr. i v terminológii o zásobách nerastných surovín. Odhliadnuc od toho, že všetky platné klasifikácie, vyhlášky a smernice používajú termínu zásoby nerastných surovín (obdobne i v angličtine a ďalších cudzích jazykoch, a to už nehovorím o tom, že často ide o preklad), znižuje tým zrozumiteľnosť a odbornú úroveň článkov. Veď keby sme v používaní singuláru išli v intenciách redakcie ešte ďalej, nemali by sme písať „geologické a štruktúrne pomery", ale „geologický a štruktúrny pomer".

Keďže autor príspevku o hypertrofii plurálu použil skôr biologickej terminológie, v závere sa jej pridržím aj ja. Striktné trvanie na používaní singuláru (rádioaktívny odpad, dolomitický vápenec, zásoba, etc.) je možné považovať za atrofiu singuláru. A keďže nechceme zväčšovať náš objem nad normál, tak, hádam, nechceme ani kapitať. Držme sa preto radšej zdravého rozumu, jazykového citu a odborného významu a vyhneme sa tak aj hypertrofii plurálu, aj atrofii singuláru. Naše články budú prirodzenejšie, zrozumiteľnejšie a osobitnejšie.

*J. Knésl*

# 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 - hierarchický 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 takú 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.