

**1/34/2002**  
ISSN 0369-2086

# ***Mineralia Slovaca***





Vedúci redaktor – Chief editor

**PAVOL GRECULA**

Štátnej geologický ústav Dionýza Štúra  
Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovakia

#### REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

Predsedca – Chairman

**Michal Kaličiak**

Štátnej geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

**Vladimír Bezák**, Štátnej geologický ústav D. Štúra, Bratislava  
**Miroslav Bielik**, Geofyzikálny ústav SAV, Bratislava  
**Jozef Franzen**, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava  
**Jozef Daniel**, Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves  
**Peter Hanas**, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava  
**Dušan Hovorka**, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava  
**Pavel Hvožďara**, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava  
**Juraj Janočko**, Štátnej geologický ústav D. Štúra, Košice  
**Vlastimil Konečný**, Štátnej geologický ústav D. Štúra, Bratislava  
**Ivan Kraus**, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava  
**Jozef Lenc**, Geocomplex, a. s., Bratislava  
**František Marko**, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava

**Karol Marsina**, Štátnej geologický ústav D. Štúra, Bratislava  
**Jozef Michalík**, Geologický ústav SAV, Bratislava  
**Lubomír Petro**, Štátnej geologický ústav D. Štúra, Košice  
**Miroslav Pereszlenyi**, SPP-OZ VVNP, š. p., Bratislava  
**Martin Radvanec**, Štátnej geologický ústav D. Štúra, Sp. N. Ves  
**Peter Reichwalder**, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava  
**Igor Rojkovič**, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava  
**Ján Soták**, Geologický ústav SAV, Banská Bystrica  
**Dionýz Vass**, Štátnej geologický ústav D. Štúra, Bratislava  
**Ivan Vrubel**, Geospektrum, s. r. o., Bratislava  
**Ján Zuberec**, Štátnej geologický ústav D. Štúra, Bratislava

#### REDAKCIJA – EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie – Managing editor

Alena Wolfová

Redaktor – Editorial assistant

Mária Dryjová

Technické spracovanie – Production editor

Alena Wolfová

Jazykový redaktor – Lingual editor

Pavol Kušnír – Zoltán Németh

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predsedca – Chairman

**Jozef Franzen**

Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava  
*Clenovia združenia – Members of the corporation*

**Envigeo**, s. r. o., Banská Bystrica  
**Esprit**, s. r. o., Banská Štiavnica  
**Geocomplex**, a. s., Bratislava  
**Geofos**, s. r. o., Žilina  
**Geospektrum**, s. r. o., Bratislava

**MŽP SR**, Bratislava  
**Slovenská banská spoločnosť**, Banská Bystrica  
**Slovenská geologická spoločnosť**, Bratislava  
**Štátnej geologický ústav Dionýza Štúra**, Bratislava  
**Uranpres**, s. r. o., Spišská Nová Ves

Kohút, M.

**Hercýnske granity ako potenciálny zdroj mineralizácie kryštalínika Západných Karpát**

The Hercynian granitic rocks – A possible source of the Western Carpathians crystalline basement metallogeny ..... 1

Knésl, J. & Knéslová, A.

**Pohronská Polhora-Krátke, nový ložiskový výskyt Au mineralizácie vo Veporiku**

Pohronská Polhora-Krátke, the new occurrence of Au mineralization in Veporicum ..... 19

Honty, M., Šúcha, V. & Magyar, J.

**Vplyv geologického prostredia na možnosti využívania illitovo-smektitového paleotermometra**

Rock-facies dependent use of illite-smectite paleothermometry ..... 29

Sabol, M.

**Fossil findings of cave bears from the Upper Pleistocene sediments of selected caves in Slovakia**

Fosilné nálezy medveďov jaskynných z vrchnopleistocenných sedimentov niektorých jaskýň na Slovensku ..... 35

Holec, P.

**Zygolophodon turicensis (Schinz, 1833) (Vertebrata, Mammalia, Proboscidea)**

z lokality Devínska Nová Ves (Slovensko)

*Zygolophodon turicensis* (Schinz, 1833) (Vertebrata, Mammalia, Proboscidea)

from Devínska Nová Ves (Slovakia) ..... 53

\* Čaplovičová, M., Fejdi, P. & Krištín, J.

**Využívanie transmisnej elektrónovej mikroskopie a difracie pri štúdiu minerálov**

Application of transmission electron microscopy and electron diffraction in mineralogy ..... 57

Ivan, P.

**Zloženie, vznik a vývoj kontinentálnej kôry – niektoré nové poznatky a ich prípadné využívanie**

pri výskume Západných Karpát

Composition, origin and evolution of the continental crust – some new findings and their potential

application in investigations in the Western Carpathians ..... 65

Holec, P.

**Nález fragmentu lebky srstnatého nosorožca Coelodonta antiquitatis (Blumenbach, 1799)**

v náplavoch Váhu od Zemného

Finding of the skull fragment of the woolly rhinoceros *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach, 1799)

in the Váh river deposits near Zemné village ..... 75

## GeOvestník

OBÁLKA: Kráľova skala (1690 m) – tonality kráľovohoľského komplexu, alpínsky mylonitizované. Foto J. Madarás.

COVER: Kráľova skala (King's rock) hill (1690 m) – tonalites of the Kráľova hoľa complex suffered Alpine mylonitization. Photo by J. Madarás.

# Hercýnske granity ako potenciálny zdroj mineralizácie kryštalínika Západných Karpát

MILAN KOHÚT

Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 20. 2. 2001, revidovaná verzia doručená 4. 6. 2001)

## The Hercynian granitic rocks – A possible source of the Western Carpathians crystalline basement metallogeny

The Western Carpathians crystalline basement (WCCB), forming discrete fragments within the Alpine structure, represents analogues of the Central and Western European Hercynian belt. There is good correlation either in the geodynamic evolution or the metallogenetic potential of both realms. The granitic rocks form an important constituent of the WCCB and many ore deposits are known there. Since recent collisional belts e.g. the Himalayas or the Alps show that the mineralization does not necessarily result from the crustal collisional processes, understanding of metallogenetic evolution of the WCCB can be seen in combination of a suitable precursor heritage and specific conditions that allow the mineralization a collision belt. The Paleozoic history of the WCCB is divided into three geodynamic stages, which variously contributed to its metallogeny. The *Eo-Hercynian period* (Cambrian – Silurian) corresponds to the pre-collision history, reflecting fragmentation of northern Gondwana immature crust due to formation of small oceanic basins and followed by final subduction and amalgamation of oceanic lithosphere. The *Meso-Hercynian stage* (Devonian – Lower Carboniferous) corresponds to the proper collisional tectonics marked by lithospheric thickening with the formation of crustal-scale nappe structures and the intrusions of collision-related peraluminous S-type granites. The *Neo-Hercynian period* (Upper Carboniferous – Permian) corresponds to the final collision with concomitant lithospheric delamination (slab breakoff) which resulted in high heat flows, induced melting of lower crustal calc-alkaline I-type granites and granulitization of the lower crust, accompanied by large transcurrent faults. This period was characterized by a shift from compressional tectonics towards extensional tectonics, generally interpreted as recording the post-thickening collapse of a collisional belt. Rapid post-collisional uplift was associated with small intrusions of A/S-type granites and/or explosive volcanism. From the viewpoint of metallogeny, the Eo-Hercynian period in the WCCB is of minor importance. Although some ophiolitic remnants transformed to leptyno-amphibolitic complex (LAC) are known, they never display massive sulphide, nor massive chromite deposits. However, connection of W-Au mineralization with bimodal magmatism of the LAC is inferred. Peraluminous granites of the Meso-Hercynian stage have not generated significant hydrothermal mineralization although they were enriched in rare metals. In the frame of WCCB insignificant occurrences of iron oxides were formed in crystalline schists, and rather important were stratiform sulphide (pyrite, pyrrhotite) deposits within volcano-sedimentary rocks. Possible remobilization of tungsten induced by partial melting of LAC is considered as well. Because of high heat flow and interaction with metasomatized mantle, numerous hydrothermal deposits were formed in the WCCB during Neo-Hercynian stage. These are mainly high-temperature Au-W deposits, granite related Mo and tin mineralization, quartz-Au mineralization, medium- to low-thermal gold-antimony deposits, base metals mineralization with silver, and Cu-mineralization. The Permian leucogranites and volcano-sedimentary complexes carry occurrences of primary U-mineralization.

**Key words:** Western Carpathians, crystalline basement, metallogeny, granitic rocks

## Úvod

Späťostí rudných ložísk s magmatizmom je všeobecne známa, empiricky ju overili predchádzajúce generácie a v montanistickej literatúre sa spomína od čias Pošepného (1893) až po súčasnosť (Barnes, 1997). Aj keď baníctvo na Slovensku má – resp. malo – dlhodobú tradíciu, priama späťostí magmatizmu a vulkanizmu v genéze ložísk sa študovala hlavne v neovulkanických formáciách Kremnice a Banskej Štiavnice (Burian et al., 1985; Lexa et al.,

1999; Lexa, 2000). Späťostí predmezozoického magmatizmu s ložiskovými výskytkami v tatriku a vaporiku bola v minulosti predmetom viacerých prác a odborných seminárov, napr. J. Gubač, edit.: *Vplyv geologického prostredia na zrudnenie* (Bratislava 1982) a J. Pecho, edit.: *Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách* (1983). Na Slovensku doteraz chýba dielo, ktoré by komplexne zhodnotilo hercýnsky magmatizmus z hľadiska metalogenézy celého predmezozoického kryštalínika, ako sme naznačili v záhlaví tejto práce. Tento nedostatok

nahrádza detailný metalogenetický výskum v gemeriku (Grecula, 1982; Grecula et al., 1995), no z vepríka a tatrica sa takéto podrobnej práce doteraz nepublikovali.

Naša štúdia je pokusom o zhodnotenie súčasného stavu geologických, petrografických, geochemických, izotopických, petrologických, ako aj geochronologickej poznatkov z oblasti granitoidných masívov tatrika i vepríka z pohľadu rudnosnosti týchto hornín nielen ako hostitelského prostredia, ale aj ako potenciálneho zdroja mineralizácie. Formovanie rudných ložísk späť s kyslým felsitickým magmatizmom chápeme ako komplexný proces v záverečných fázach magmatizmu závislých od zloženia magmy (obsahu kovov, S, Cl a vody) a geologickejho prostredia – hĺbky umiestnenia (Burnham a Ohmoto, 1980). Títo autori (l. c.) v rámci spomenutých procesov rozlíšili *ortomagmatické procesy* – vývoj silikátových tavenín, *prechodné procesy* – separovanie magmatickej hydrátovanej fázy s nasledujúcimi reakciami druhotného varu, pričom samotné *hydrotermálne procesy* prebiehali až po znižení tlaku a teploty a v závere boli späť s kryštalizáciou rudných roztokov a tvorbou rudných akumulácií. Kedže metalogenetické štúdie z gemerika už sú (Grecula et al., l. c.), väzbou magmatizmu na metalogenézu tejto oblasti sa nezaoberáme.

### Geologická stavba granitoidných masívov Západných Karpát

Všeobecne prevláda názor, že v takej geologicky preskúmanej oblasti, akou Západné Karpaty nepochybne sú, by geologická stavba jednotlivých granitoidných masívov mala byť jasná. Moderný výskum granitoidných území Slovenska má už sedemdesiatročnú tradíciu (Koutek, 1931) a všetky granitoidné jadrá a masívy – s výnimkou Považského Inovca a Žiaru – majú „nové“ geologickej mapy v mierke 1 : 50 000. Zhruba sú v súčasnosti identifikované základné typy granitických hornín, viac-menej je známe aj ich rozmiestnenie a podľa nemnohých izotopových datovaní si možno myslieť, že sa čosi vie aj o ich vzájomných vekových reláciách. Lenže pravda je, že ak sa na prahu tretieho tišíčročia majú na požadovanej úrovni poznať granitické horniny Západných Karpát, nevyhnutne treba obnoviť systematický výskum granitických telies na vyššej úrovni.

Velkou prekážkou pri štúdiu západokarpatských granitoidných masívov je ich prílišné zakrytie kvartérnymi sedimentmi, ktoré – s výnimkou Tatier – dosahuje až 95 %, čo znemožňuje detailné mapové zobrazenie. Do výskumu granitických telies Slovenska sa výrazne zapísal J. Kamenický, B. Cambel, A. Gorek, D. Kubíny, L. Kamenický a E. Lukáčik, ale jeho slabšou stránkou bola nedostatočná komunikácia a odtrhnutie terénnego výskumu od laboratórneho. No najväčšou prekážkou extenzívneho výskumu v posledných rokoch je nedostatok financií, hoci stredná a mladšia generácia geológov venujúca sa granitom dosiahla značné úspechy.

Geologická stavba hercýnskych granitoidných masívov Západných Karpát sa v čase tvorby generálnych a regionálnych map študovala viac-menej staticky, a najmä

nekomplexne. Potvrdzujú to takmer všetky profily v publikovaných mapách v mierke 1 : 200 000 alebo 1 : 50 000, ktoré vyjadrujú prevažne len alpínsku tektoniku. Hranice medzi typmi granitu sú skoro vždy zobrazené ako subvertikálne – pozvoľné prechody a intruzívnu povahu majú iba diferencované, mladšie dajkové pulzy leukogranitov. Dodnes nie je odpoveď na základnú Koutkovu otázku, ktorou je vek dumbierskeho a prašivského typu granitoïdov. Podľa Koutka (1931) sú prašivské granite výsledkom diferenciácie dumbierskeho typu. Naproti tomu Kubíny (1956) a Zoubek a Kubíny (1956) pokladajú prašivskú intrúziu za mladšiu a Kamenický (1967), ale aj Lukáčik (1982) obidva typy za komagmatické. Všeobecne možno konštatovať, že terénny výskum u nás v 50. a 60. rokoch 20. stor. silne ovplyvnili Koutkove náhľady z Nízkych Tatier a jeho mapovacie kritériá sa naplno využívali aj v iných pohoriach, napr. vo Veľkej Fatre (Kubíny, 1958), Malej Fatre (Ivanov a Kamenický, 1957), v Žiari (Klinec, 1958), ako aj Tatrách (Gorek, 1959) a vo Veporských vrchoch (Krist, 1979). Rozsiahly draselný metasomatizmus v subsolidovom stave pri vzniku granitoïdov prašivského typu zavrhol už Hovorka (1979) ako fyzikálne a regionálne nemožný, kedže vyžadoval prínos veľkého množstva K na veľkú vzdialenosť.

Podľa súčasného stavu poznania geologickej stavby možno konštatovať, že sa otázka potenciálnej mineralizácie západokarpatských hercýnskych granitových telies v minulosti neriešila, resp. sa považovala za spoločensky nepotrebnú. História výskumu ukazuje, že sa väčšinou iba zmapovali základné typy hornín, podľa súvekého stavu poznania sa nakreslil profil a to bolo všetko. Dnes sa už ani nie vie, či autori chápali plutóny ako harmonické (Dumbierske Tatry, Siegel, 1976) alebo disharmonické. Neriešila sa otázka, ako a v akom prostredí sa granitické plutóny umiestňovali, ani sa objektívne nekontrolovala hĺbka umiestnenia a stuhnutia masívu podľa metamorfnej petrologie. V 50. rokoch 20. stor. sa používal termín kata-mezo-epizóna (Gorek, 1959), no pre ľahkosť s metamorfou zónografiou v 70. a 80. rokoch sa od takéhoto označovania upustilo. Pre predtriasový výzdvih, eróziu a zvetranie, ako aj hercýnsku a alpínsku tektoniku sa tento problém často neriešil alebo sa vysvetľoval existenciou periplutonickej a kontaktnej metamorfózy (Cambel, 1954, 1976). Exaktnejšie sa otázka riešila až v prácach Korikovského et al. (1984, 1985). V susedstve granitoïdov sa väčšinou nachádza biotitická rula, a to svorová alebo granátovo-staurolitická a kyanitická, príp. aj sillimanitická (Hovorka et al., 1987; Janák, 1994), čo poukazuje na stredný až vyšší stupeň metamorfózy (granátová až sillimanitová zóna). Pre nedostatočné odkrytie a neisté laterálne vzťahy sa nevyriešil problém migmatitov v Západných Karpatoch, a tak sa nedá zodpovedne rozhodnúť, či predstavujú injekčné (prínos neosóm zo zóny tavenia), alebo lokálne anatektické typy (neosóm sa vytáril z okolitých hornín). V prírode možno bežne pozorovať obidva typy (Strážovské vrchy, Malá Fatra, Západné a Nízke Tatry) vrátane diatexitov. I keď je známe, že sa týmto fenoménom v minulosti zaoberal Kamenický a Miko, publikovaný výstup o tomto zložitom probléme Západných Karpát chýba.

Na opis geologickej stavby granitového plutónu je v súčasnosti nevyhnutný tímový výskum. Iba terénné štúdium, hoci aj späť s podrobnej petrografiou už nesstačí. Potvrdzuje to napr. Ľubochňiansky masív Veľkej Fatry (pozri ďalej), dnes najlepšie preskúmaný západokarpatský granitový masív, kde viac ako desaťročný intenzívny komplexný výskum priniesol zistenia, ktoré menia obraz masívu priamoúmerne ich množstvu a kvalite.

Na záver tejto časti možno konštatovať, že časť západokarpatských granitových masívov má povahu zonálnych plutónov, a to alebo normálne zonálnych (Veľká Fatra, Vysoké Tatry, Malé Karpaty), alebo aj obrátene zonálnych (Tribeč), ale väčšina je charakteru kompozitných plutónov s neusporiadanou distribúciou jednotlivých typov granitoidov. Najdôležitejší poznatok vychodiaci z geologickej stavby a majúci vzťah k potenciálnej metagenéze granitov Západných Karpát je však empiricky overený a známy už niekoľko storočí a je ním súčasný erózny zrez granitových plutónov.

Po hercýnskom kolíznom zhrubnutí kôry nastal gravitačný kolaps orogénu späť s extenznou tektonikou a exhumáciou hlbších častí kôry. Je isté, že sa tak nestalo iba pasívnym eróznym odstrešením, ale za výraznej asistencie extenznej tektoniky, najmä normálnych poklesových zlomov späť s tvorbou hercýnskej molasy, kde skončil materiál z nadložia granitoidov (Kohút et al., 1998). Tak sa v pomerne veľmi krátkom období (2–4 Ma) oderodovalo 8–10 km horninových komplexov a telesá spodnotriassového kremence mezozoického obalu v mnohých prípadoch sedimentovali na obnažené, hlboko erodované granitové plutóny. Z toho je zrejmé, že najperspektívnejšie časti hercýnskych granitových plutónov – kupoly s možnými greisenovými, príp. skarnovými ložiskami – sú ne-návratne stratené. Z tohto hľadiska si v budúcnosti zaslúžia pozornosť najmladšie, permné dajky granitu, ktoré pred konečným stuhnutím nemuseli dosiahnuť kupolový vrchol, a tak si mohli zachovať časť svojho metalogenetického potenciálu.

### Petrografická charakteristika

Petrografická charakteristika je veľmi dôležitou úlohou laboratórneho bádania, od začiatku prináša rad exaktných údajov potrebných pri poznávaní hercýnskeho magmatizmu Západných Karpát a navyše je aj v súčasnosti pomerne finančne nenáročná. Príkladom môže byť priekopnícka práca Koutka (1931), v ktorej autor definoval dva základné typy granitu – *dumbiersky* a *prašivský*, ktorých historický význam trvá doteraz. V nasledujúcom období sa vyčlenil *sihliansky granitoid* a *granit hrončockého typu* (Zoubek, 1936), *veporský granit* (Zoubek, 1950), *granit králičského typu* (Zoubek, 1951) a *gemerický granit* (Kamenický a Kamenický, 1955). Množstvo typov sa vydelilo a pomenovalo najmä v období tvorby generálnych map, keď sa vyčlenili lokálne typy granitoidov, ako je bratislavský, modranský (Cambel in Buday et al., 1962), tribečský (Krist, 1960), žiariský (Klinec, 1958), magurský (Ivanov a Kamenický, 1957), smrekovický, Ľubochňiansky (Kubíny, 1958) a vysokotatranský (Gorek, 1959).

Časom sa ukázalo, že väčšinou išlo o analógy základných typov granitu – *dumbierskeho*, *prašivského* a *sihlianského*. V prospech vyčleňovania práve týchto základných typov hovoria isté argumenty.

*Dumbiersky typ*. Podľa originálneho autorského opisu ide o rovnomerne stredozrnný granitoid svetlosivej farby všesmerne zrnitej textúry a hypidiomorfnej štruktúry. V jeho zložení dominuje plagioklas (bázický oligoklas  $An_{20-29}$ ), kremeň a v menšom množstve je zastúpený ortoklas (v deformovaných vzorkách aj mikroklín). Zo slúd sa v ňom vyskytuje iba biotit, lokálne chloritizovaný, z akcesorií zirkón, apatit a magnetit a zo sekundárnych minerálov chlorit, sericit, albit, kalcit, epidot a rutil (sagenit).

*Prašivský typ* je nerovnomerne zrnný až porfyrický, stredozrnný až hrubožrnný granitoid sivej farby s ružovými výrastlicami K živca a zelenkavými plagioklasom. Má nevýrazne až výrazne porfyrickú textúru a porfyricko-hypidiomorfne zrnnú štruktúru. Objemovo je v ňom najbohatšie zastúpený kremeň. Pomer plagioklasu ( $An_{15-20}$ ) a K živca (ortoklas + mikroklín) na skladbe horniny je väčšinou vyrovnaný, ale miestami prevažuje K živec. Okrem biotitu v ňom býva aj muskovit, niekedy aj ako sekundárny minerál. Akcesoriou je apatit, zirkón, magnetit, hematit, rutil, pyrit a sekundárny minerál sericit, muskovit, chlorit, epidot, klinozoisit, leukoxén a limonit.

*Sihliansky typ* je rovnomerne stredozrnný granitoid sivozelenkavej farby so všesmerne zrnnou textúrou a hypidiomorfou štruktúrou. Z hlavných horninotvorných minerálov sa na jeho stavbe zúčastňuje kremeň, plagioklas (bázický oligoklas až kyslý andezín  $An_{27-31}$ ) a čiastočne chloritizovaný a epidotizovaný biotit. Akcesoriou je apatit, zirkón, magnetit, titanit a sekundárny minerál chlorit, epidot a muskovit.

*Hrončocký typ*. Podľa autorského opisu je granit hrončockého typu dynamicky usmernená magmatická hornina s prevládajúcim mikroklínom pertitom postihnutým plagioklasom, mozaikovitým kremeňom, v menšej miere zastúpeným muskovitom a biotitom s odmiešaným rutilem (sagenit) + muskovitom. Z akcesorií sa v ňom vyskytuje apatit, granát a zirkón.

*Veporský granit* je nehomogénny nerovnomerne zrnný – porfýrovitý a šmuhotvorený až hrubožrnný granitoid sivohnedej farby. Jeho heterogénnosť sa odráža aj v kombinovanej stavbe – porfyrická všesmerne zrnná sa strieda s usmernenou, plošne paralelnou textúrou, resp. hypidiomorfoporfyrická s lepidogranoblasticou štruktúrou. Šmuhotvorenosť spôsobila asimilácia metamorfítov, ale je aj diferenciačného pôvodu. Tento granit sa skladá z plagioklasu, kremeňa, K živca, biotitu a muskovitu, akcesoriou je zirkón, apatit, ilmenit a sekundárny minerál chlorit, sericit, muskovit a epidot.

*Granit králičského typu* je usmernená až masívna stredozrnná až aplitoidná magmatická hornina svetlosivej až bielosivej farby s nevýrazne plošnoparalelne usmernenou až všesmerne zrnnou textúrou a hypidiomorfou štruktúrou. Tvorí ho kremeň, plagioklas, K živec, muskovit a biotit, akcesoriou je apatit, zirkón, monazit, sillimanit a sekundárny minerál sericit, chlorit, bauerit, opakové minerály, karbonát, epidot a albit.

Gemerický granit je všesmerne zrnitá strednozrnná až hrubozrnná magmatická hornina svetlosivej farby s masívou až nevýrazne porfyrickou textúrou a s porfyrickohypidiomorfne zrnitou štruktúrou. Tvorí ho kremeň, K živec, plagioklas, biotit, muskovit, z akcesórií zirkón, apatit, turmalín, rutil, magnetit a granát a sekundárnym minerálom je chlorit, sericit a epidot.

Uvedené originálne opisy granitoidov nie sú vždy v zhode s terminológiou odporúčanou komisiou IUGS (Streckeisen, 1976), a preto sa v bežnej praxi ostatných dvoch desaťročí označujú v súlade s návrhom IUGS ako džumbiersky granodiorit až tonalit, prašivský granodiorit až granit, sihliansky tonalit atď. (Macek a Kamenický, 1979; Lukáčik, 1981; a ī.). O poznanie petrografie masívov sa zaslúžili najmä nasledujúce práce: z Malých Karpat Cambel a Vilinovič (1987), z Tribeča Broska a Gregor (1992), Petrík a Broska (1994), zo Strážovskej hornatiny Vilinovičová (1990), z Malej Fatry Broska et al. (1997), z Veľkej Fatry Kohút (1992), z Nízkych Tatier Lukáčik (1981), Dupej a Siegel (1984), z Tatier Kohút a Janák (1994), z Čiernej hory Jacko a Petrík (1987) a z Veporských vrchov Petrík et al. (1993, 1995) a Hraško et al. (1997).

Doteraz chýba moderné petrografické spracovanie granitov Považského Inovca a Žiaru (Kohút a Miko, v príprave). Množstvo vyčlenených lokálnych typov granitu v období tvorby generálnych máp, vyžadujúce si veľa kolónok v legende (odlišujúcich sa iba lokálnymi názvami, ale často s identickým petrografickým opisom) viedlo už Kamenického (1967) k vyčleneniu nasledujúcich skupín hercynských granitoidov:

a) normálne postkinematické granitoidy – najčastejší typ v Západných Karpatoch, vyskytujúci sa vo všetkých pohoriach – obdoba džumbierskeho a sihlianskeho granitu,

b) autometamorfované granity – vzniknuté draselnou metasomatúrou z normálnych typov (Michalík, 1951), analogické s prašivským a veporským typom,

c) hybridné granitoidy – normálne typy silne kontaminované xenolitmi pararulového plášťa lokálne postihnuté aj metasomatúrou a

d) metasomatické granitoidy – vystupujúce v pásmu postkinematických migmatitov, často leukokratné (králičský typ).

Po kritike transformistických teórií o genéze granitov (vrátane draselnej autometasomatózy) sa v literatúre o Západných Karpatoch vykryštalizovali nasledujúce petrografické typy granitoidných hornín: 1) biotitické tonality až granodiority, 2) biotitické a dvojsluďné granodiority až porfyrické granity, 3) dvojsluďné granodiority až neporfyrické granity, 4) leukokratné muskovitické a dvojsluďné granodiority až granity, 5) hybridné biotitické tonality až granodiority, 6) amfibolicko-biotitické diority a 7) pegmatity a aplity. K základným názvom sa niekedy pridávajú aj adjektíva na vyjadrenia zrnitosti, absolútnej (jemnozrnný, strednozrnný, hrubozrnný) alebo relatívnej (aplitoiodný, pegmatitoiodný). Čiastkový problém, ktorý prežíva nielen na Slovensku, vyplýva zo subjektívneho autorského hodnotenia porfyrického a neporfyrického typu granitov (typ 2 a 3), resp. z ich vzájomných precho-

dov, pretože podľa našich mapovacích kritérií je limitujúcim faktorom veľkosť geologického telesa a dominancia v lokálnom území.

Pri sumarizácii prínosu petrografie do poznania metalogenetického potenciálu granitových telies Západných Karpát musíme konštatovať, že s riešením spomenutého problému nemôžu byť ložiskoví geológovia spokojní ani v súčasnosti, lebo sú oňom iba dve významné práce (Orvošová et al., 1998; Moravanský et al., 2001), ktoré sa detailne zaoberejú hydrotermálne alterovanými granitoidmi z ložiska Dúbrava a Pezinok, a súčasti a vo všeobecnej rovine sa mu v rámci seminára *Vplyv geologickej prostredia na zrudnenie* venoval aj Čillík a Michálek (1983) a Gubač (1983). Nezáujem petrografov o alterované horniny je pochopiteľný, lebo konzistentné petrologickej údaje sa pri štúdiu normálnych, nezrudnených granitoidov získavajú z nealterovaných hornín. Výskum Orvošovej et al. (1998), ako aj Moravanského et al. (2001) potvrdil, že granity v kontakte s mineralizovanými žilami boli pôsobením minerálnych roztokov a) chloritizované, b) muskovitizované a c) karbonatizované – illitizované a tvorili tri zóny alterácie – od vonkajšej (a) po vnútornú (c). Tieto minerálne zmeny boli sprevádzané zmenami chemického zloženia v hornine.

Konštatujeme, že z petrografického hľadiska sú opäť relativne nádejne permanske žilné granity a granitové porfiry, ktoré intrudovali do svojho okolia v závere hercynského orogénu po extenzívnych zlomových štruktúrach, rýchlo vykryštalizovali a vychladli, uvoľnili zároveň fluidá, atakovali vykryštalizované minerálne formy horniny, a tak nastala ich alterácia, najmä chloritizácia biotitu, muskovitizácia plagioklasov a mikroklinizácia K živca. Ako výsledok kryštalizácie v tektonicky exponovanom prostredí je charakteristickým znakom týchto granitov aj mylonitizácia.

Donedávna bol jediným reprezentantom týchto hornín hrončocký granit (Zoubek, 1936), neskôr sa k nemu priradil aj turčocký, velenský, gemerský aj upohlavský granit (pozri prehľad Uher a Broska, 1996). Moderné petrologické spracovanie granitu hrončockého typu s identifikáciou deformácie, affinity typu A, ako aj veku je v práci Pitoňáka a Spišiaka (1994), Petríka et al. (1995), Petríka (1996), Kotova et al. (1996) a Putiša et al. (2000). Ale okrem „bežných“ postorogenných granitov typu A sa vo veporiku identifikovali aj peraluminózne klenovské granity typu S (Hraško et al., 1997). Pri novom, presnejšom datovaní sa zistili analogické permanske dajkové peraluminózne granity aj v tatriku Veľkej Fatry (Poller et al., 2001), a tak možno očakávať aj rad ďalších objavov narúšajúcich predstavy o jednoduchom vývoji západokarpatských granitov.

## Geochemická charakteristika

Výskum chemizmu granitov Západných Karpát sa začal súčasne s identifikáciou základných typov granitu (Koutecký, 1931; Zoubek, 1936; až Kamenický a Kamenický, 1955). V prvom období sa granity geochemicky definovali len hlavnými prvkami. 70. roky a prvú polovicu

80. rokov 20. stor. možno považovať za *druhé obdobie* výskumu granitoidných hornín v Západných Karpatoch, pre ktoré bol charakteristický intenzívny látkový – geochemický výskum, ako aj určovanie vekových relácií medzi typmi granitu. Z tohto obdobia sú známe aj práce zo sumarizujúce výsledky porovnávania chemického zloženia (hlavné prvky) granitoidov Západných Karpát s inými oblasťami, napr. s Českým masívom (Cambel et al., 1980). Na základe podobného zloženia autori (l. c.) vyčlenili v Západných Karpatoch nasledujúce typy granitoidných hornín:

1. dvojsľudové a biotitické granity (adamelity a leukogranodiority),
  2. biotitické ± amfibolické granodiority a
  3. tonality a biotiticko-amfibolické granodiority.
- Chemickým zložením západokarpatských granitoidov sa zaoberal aj Hovorka (1982), štatistiky zhodnotil 500 v tom čase dostupných silikátových analýz a podal priemerné zloženie základných typov. Išlo o
1. strednozrnné biotitické granodiority až tonality – dūmbiersky typ,
  2. dvojsľudové, často porfyrické granodiority,
  3. leukokratné diferenciáty granodioritových masívov a
  4. porfyrické granodiority – granity s ružovým K-živcom – prašivský typ.

Okrem celkového zloženia jadrových pohorí a Veporských vrchov Hovorka (l. c.) uvedol zloženie základných typov granitoidov aj jednotlivých pohorí. Z rovnakého obdobia je aj práca Gbelského et al. (1985), ktorí sa pokúsili zostaviť geochemické monoprvkové mapy oblasti Nízkych Tatier s kvantitatívnym vyjadrením obsahu prvkov formou izolíní. Výsledky chemickej analýzy granitoidných hornín Slovenska – len na hlavné prvky – sa v posledných tridsiatich rokoch dvakrát publikovali katalogovou formou (Hovorka, 1972; Cambel et al., 1982). V *treťom období* (1986 až po súčasnosť) sa pri komplexnom výskume granitoidných hornín kladie dôraz na fyzikálky stav magmy, typ tavenia zdrojových hornín a spôsob umiestňovania hercýnskych magmatítov v kôre. Údaje o stopových prvkoch sa získavalí postupne z jednotlivých masívov (viaceré sú veľmi dobre preskúmané z hľadiska stopových prvkov aj izotopov). Podrobnejšie sú preštudované najmä Malé Karpaty (Cambel a Vilinovič, 1987), Čierna hora (Jacko a Petrík, 1987), enklávy a granity Tribeča (Petrík a Broska, 1989, 1994), Strážovské vrchy (Vilinovičová, 1990), Veľká Fatra (Kohút, 1992; Kohút et al., 1996), Tatry (Kohút a Janák, 1994), Malá Fatra (Broska et al., 1997), veporské granitoidy hrončockej (Petrík et al., 1995) a klenovského typu (Hraško et al., 1997). Uher a Broska (1996) zhrnuli údaje o granitech typu A. Štatistiky detailne sa geochémia granitoidov hodnotí aj v *Geochemickom atlase Slovenskej republiky* (Marsina et al., 1999). Pri vyčleňovaní typov granitu v atlase sme využili historické základy aj vlastné skúsenosti z poznávania distribúcie typov granitu v rozličných pohoriach Západných Karpát a usilovali sme sa skíbiť kritériá používané pri mapovaní s kompozičnou petrografickou a geochemickou klasifikáciou. Tým sa na jednej strane do istej miery zastrela špecifickosť jednotli-

vých (historických) skupín granitoidov, ale na druhej strane sa vyčlenené skupiny stali „čitateľnejšie“ najmä pre zahraničných používateľov, čím lepšie plnia účel *Geochemického atlasu Slovenskej republiky*. V rámci atlasu sa zhodnotili nasledujúce skupiny západokarpatských granitoidov:

1. granitoidy paleozoika gemerika (37 vzoriek),
2. pegmatity a aplity kryštalínika tatrika a veporika (46 vzoriek),
3. leukogranitoidy tatrika a veporika (137 vzoriek),
4. granodiority až granity kryštalínika tatrika a veporika (378 vzoriek),
5. tonality tatrika a veporika (152 vzoriek) a
6. diority kryštalínika tatrika a veporika (20 vzoriek).

Geochemická charakteristika väčšiny granitoidov Západných Karpát naznačuje, že sú analógom granitoidov produkovaných v aktívnych vulkanických oblúkoch (VAG alebo CAG – granity vulkanických, resp. kontinentálnych oblúkov), ktoré sa spájajú so subdukciami oceánskej kôry pod aktívny kontinentálny okraj (andský typ). Ale asociované metamorfované horniny a ich P-T podmienky jasne indikujú intrakontinentálnu subdukcii a kolízne prostredie, zahŕňajúce vysoko metamorfované sedimentárne, ako aj pôvodné magmaticke horniny trondhjemiticko-tonaliticko-dioritického zloženia z recyklovaného vulkanického oblúka (Petrík a Kohút, 1997). Vnútrokontinentálne zdrojové prostredie, a teda deriváciu materiálu hercýnskej molasy z exhumovanej kontinentálnej, kolízne zhrubnutej kôry signalizuje aj priestorová a časová distribúcia mladopaleozoických sedimentov Západných Karpát (Vozárová a Vozár, 1996).

Geochemickou typológiou západokarpatských granitov sa v minulosti zaoberala viac prác. Zhodnotenia ich chemizmu z katalógu analýz Hovorka (1980) predpokladajú, že vznikli parciálou anatexiou sedimentárneho, resp. sedimentárnovulkanického komplexu. Na základe geochemickej a izotopickej charakteristiky Cambel a Petrík (1982) uvažovali o zmiešanom (I/S) charaktere granitoidov tatrika a veporika Západných Karpát, ako aj o tom, že sa tavil zmiešaný sedimentárno-vulkanický zdrojový materiál. Cambel a Vilinovič (1987) podľa diagramu ACF a pomerne nízkeho  $I_{Sr}$  predpokladali, že malokarpatské granity sú prechodného I/S charakteru s výraznou afinitou typu I a s dominujúcim vulkanickým materiálom v zdroji anatexickej magmy. Kráľ (1992) vyšiel z evolúcie izotopov Sr, identifikoval dva odlišné granity – typu I a S – a potvrdil predstavu o tavení geochemicky zmiešaného zdroja. Hercýnsky pôvod západokarpatských granitoidov v leptynitovo-amfibolických horninách (LACWECA) predpokladal Hovorka et al. (1994). Petrík et al. (1994) použili mineralogické, petrografické a geochemické kritériá a navrhli v Západných Karpatoch vyčleniť tri základné typy granitoidov, odlišujúce sa vekom, zdrojovými horninami a geotektonickými podmienkami vzniku, a to typ S, ktorý sa dehydratačne vytavil z peraluminóznych metasedimentov s karbonaticko-grafitickými polohami, typ I, generovaný z biotitických a biotiticko-amfibolických plagiortíl, a typ A, pri ktorom predpokladali, že vznikol v spodnokôrových granulitických horninách,

z ktorých sa predtým tavili granitoidy typu I. Petrík a Kohút (1997) v sumarizujúcej práci vyčleňujú aj samostatnú skupinu ortorúl typu S (devónske granite typu S deformované v karbóne na ortoruly). Aj keď sa na prvý pohľad zdá, že klasifikácia a typológia hercýnskych granitických hornín Západných Karpát nemá slabé miesta, príbudejúce kvalitné údaje (najmä izotopické) to – podobne ako inde vo svete – nepotvrdzujú. Iniciálny pomer Sr (s kritickou hodnotou  $I_{Sr} = 0,706$ ) signalizuje istú diverzitu zdrojov jednotlivých typov granitov (Král, 1992; Petrík et al., 1994; Petrík a Kohút, 1997), ale situácia vzoriek zo Západných Karpát v Sm/Nd izotopickom systéme, ktorý je menej ovplyvniteľný kôrovými procesmi (alterácie, metamorfízmus), takúto pestrost nedokumentuje. Iniciálne hodnoty  $\epsilon_{Nd(i)} = -0,62$  až  $-4,24$  (Kohút et al., 1999a; Poller et al., 1999a, 2000; in print) – v zmysle originálneho hodnotenia McCullocha a Chappella (1982) – poukazujú na pôvod typu I. Zaujímavé je, že kôrový (suprakrustálny) zdroj signalizujú len hodnoty  $\epsilon_{Nd(i)} = -4,40$  až  $-9,30$  gemicických granitov, a najmä ortorúl typu S. Celohorninové Pb-Pb izotopické zloženie granitickej západokarpatskej horniny vykazuje relatívne malý rozsah s  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,99\text{--}19,08$ , resp.  $^{207}\text{Pb}/^{208}\text{Pb} = 15,61\text{--}15,75$  (Poller et al., 1999a, 2000; v tlači), čo indikuje skôr pôvod v spodnej kôre alebo v EM II (v obohatenom plášti II), ale s ovplyvnením zdroja vrchnokôrovými horninami. Otázky typológie západokarpatských granitov nepomohli vyriešiť ani hodnoty pomeru stabilných izotopov (O a S). Celohorninové hodnoty  $\delta^{18}\text{O}_{SMOW}$  západokarpatských granitov varírujú od 7,6 ‰ v tonalítach po 11,3 ‰ v leukogranitech (Kohút a Nabelek, 1996; Kohút et al., 2000), čím odrážajú známu heterogénnosť zdrojových hornín. V dátach je pozorovateľná relatívne dobrá korelácia medzi hodnotami  $\delta^{18}\text{O}$  a  $\text{SiO}_2$ , ale z hľadiska pozície k arbitrárnej hranici  $\delta^{18}\text{O} = 10$  ‰ (O'Neil a Chappell, 1977) vykazuje korelácia medzi typom I a S istú nepravidelnosť. Na rozdiel od iných granitových terénnoch vo svete výskum izotopického zloženia S v západokarpatských granitech ukázal relatívne úzky interval údajov  $\delta^{34}\text{S}_{CDT}$  (od  $-2,9$  ‰ v tonalítach po  $5,7$  ‰ v leukogranitech; Kohút et al., 2000). Uvedené údaje sa prekrývajú s dátami z okolitých rulových, amfibolických a gabroïdných hornín. Typologické hodnotenie podľa svetových výskytov neposkytuje konzistentné výsledky. Podľa klasifikácie Colemana (1977) z klasickej lachlandskej oblasti Austrálie všetky naše granite sú typu I – a to vrátane gemicických granitov, ortorúl a leukogranitov typu S.

Zdanlivo je väčší súhlas s klasifikáciou Sasakihó a Ishiharu (1979) z Japonska, podľa ktorej jedna časť granitov Západných Karpát spadá do poľa ilmenitovej a druhá magnetitovej sérií. Ale korelácia izotopov S s hodnotami magnetickej susceptibility z identických vzoriek jednoznačne vylučuje podobnosť našich granitov s granitmi cirkumpacifickej oblasti vzniknutých pri subdukčných procesoch. Okrem niekoľkých vzoriek tonalitov je dobrá korelácia medzi  $\delta^{34}\text{S}_{CDT}$  a  $\delta^{18}\text{O}_{SMOW}$ , pričom vyššie  $\delta^{18}\text{O}$  indikujú sedimentárny kôrový protolit, kym nižšie hodnoty izotopov O signalizujú bázieckejší spodnokôrový zdroj západokarpatských granitov. Západokarpatské, kar-

bónske granite sú produktom tavenia ako výsledku hercynotypnej šikmej kolízie. Ich izotopické zloženie indikuje, že sa pri kolíznych procesoch tavila spodná kôra, skladajúca sa zo starých metamorfovaných mafických, ako aj z felických magmatických hornín spolu s drobovou – tonalitickou rulou (*greenstone belt*), a v stredných etážach kôry aj metapelitické horniny. Súčasný charakter týchto hornín je výsledkom rozličných procesov zmiešavania, frakcionácie a asimilácie (mixing, mingling a AFC).

Z Geochemického atlasu Slovenskej republiky (Marsina et al., 1999) vychodí, že západokarpatské granitoidné horniny nemajú – s výnimkou Sn a B – významne vyšší obsah nijakého úžitkového prvku, čo je známe už od druhej polovice 60. rokov 20. stor., resp. od nálezovej správy Barana et al. (1970a, b). Výskyt cassiteritu sa spája s greizenizáciou apofýz gemicických granitov. Kedže zo Slovenska nie sú známe nijaké prejavy „vtrúsenicovej“ mineralizácie viažucej sa priamo na hercýnske granitoidy (typu Climax), geochemické štúdium poskytlo očakávané výsledky.

Detailný geochemický výskum (Orvošová et al., 1998) potvrdil zmeny chemizmu nízkotranských granitickej hornín v oblasti ložiska Dúbravy, najmä obohatenie o  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ , Sb a S a ochudobnenie o  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  a  $\text{Na}_2\text{O}$ , a to pod vplyvom minerálnych roztokov na granite v kontakte s mineralizovanými žilami. Alteráciou fluíd sa pôvodné granite chloritizovali, muskovitizovali, karbonatizovali a illitizovali. Obdobné zmeny v chemickom zložení z ložiska Pezinok-Kolársky vrch opísal Moravanský et al. (2001). Nejasný zostáva pôvod alterujúcich fluíd z pohľadu hercýnskeho magmatizmu (syngenetickej?, epigenetickej?) alebo regionálnej metamorfózy, pretože výskum fluíd (Chovan et al., 1995, 1999) potvrdil endogený pôvod iba prvých dvoch fáz mineralizácie, ktoré generovali I. a scheelit – Au – pyrit, I. b molybdenit – pyrit a II. arzenopyrit – pyrit, kym ďalej tri fázy – III. a sfalerit – sulfosoli, III. b stibnit, IV. tetraedrit – sulfosoli a V. baryt – izotopickým charakterom (O, C) vykazujú interakciu so sedimentárnymi horninami. Pri fluidoch V., barytové fázy autori dokumentovali ich späťost s triasovou evaporitickou formáciou obalovej série Nízkych Tatier.

Záverom tejto časti konštatujeme, že v budúcnosti bude treba detailne skúmať lokálnu okolordunnú textúru a premeny na všetkých potenciálnych rudných výskytoch.

## Datovanie hercýnskych granitov a mineralizácie Západných Karpát

Už Zoubek (1936) predpokladal, že väčšina granitoidných hornín Západných Karpát je hercýnskeho veku. Rovnaký náhľad vyjadril aj Andrusov (1958) v monografii *Geológia československých Karpát*. Andrusov (I. c.) produkty kaledónskeho orogénu na území Slovenska označil za neprekázané, ale nevylúčil možnosť výskytu starších hornín prekambrickej etapy. Naproti tomu Máška a Zoubek (1961) podľa litologicko-tektonických znakov pokladali takmer celé západokarpatské kryštalínikum za prekambrické. S takýmto názorom nesúhlasil Kantor

Tab. 1

Prehľad datovania granitoidov Západných Karpát s použitím U-Pb a Rb-Sr metód

Comparison of dating results from granitic rocks of the Western Carpathians crystalline basement using available data from U-Pb and Rb-Sr method

Mountain ranges	U-Pb (Ma)	Rb-Sr (Ma)	$I_{Si}$	Source
<i>Tatrikum</i>				
Malé Karpaty Mts.	-BM	–	347 ± 4	0.7076
	-MM	320 (280*)	324 ± 10	0.7075
Tribeč Mts.		306 ± 10***	352 ± 5	0.7058
Strážovské vrchy Mts.		356 ± 9***	393 ± 6	0.7060
Malá Fatra Mts.		353 ± 11**	361 ± 10	0.7063
Veľká Fatra Mts.		356 ± 25**	342 ± 4	0.7065
Tatry Mts.		347 ± 14*	300 ± 10	0.7058
Nízke Tatry Mts.		262	362 ± 21	0.7079
Králička type		320 (Mo)***	365 ± 17	0.7116
<i>Veporikum</i>				
Sihla type		303 ± 2***	387 ± 22	0.7054
Sinec type		350 ± 5*	392 ± 5	0.7078
Vepor type		304 ± 3*	284 ± 22	0.7060
Hybridný type		345 ± 8*	–	20
Hrončok type		278 ± 11**	285 ± 5	0.7076
<i>Gemerikum</i>				
Hnilec type 1		272 ± 11 (Mo)	290 ± 40	0.7119
Hnilec type 2		276 ± 13 (Mo)	282 ± 2	0.7117
Betliar type		273 ± 13 (Mo)	272 ± 47	0.7112
Zlatá Idka type		–	251 ± 16	0.7133
Poproč type		265 ± 20	–	–
<i>Klippen belt – "exotic"</i>				
Upohlav pebbles		274 ± 13	–	–
				26

Vysvetlivky: BM – Bratislavský masív, MM – Modranský masív, \* – spodný intercept, \*\* – vrchný intercept, \*\*\* – konkordantný vek, Mo – monazit. 1 – Bagdasarjan et al., 1982; 2 – Ščerbák et al., 1988; 3 – Broska et al., 1990; 4 – Bagdasaryan et al., 1990; 5 – Kráľ et al., 1997; 6 – Kráľ et al., 1987; 7 – Sheherbak et al., 1990; 8 – Bagdasaryan et al., 1992; 9 – Kohút et al., 1997; 10 – Kohút et al., 1996; 11 – Poller et al., 1997; 12 – Burchart, 1968; 13 – Cambel et al., 1977; 14 – Bagdasarjan et al., 1985; 15 – Bojko et al., 1974; 16 – Bibikova et al., 1990; 17 – Bagdasarjan et al., 1986; 18 – Bibikova et al., 1988; 19 – Cambel et al., 1988; 20 – Michalko et al., 1998; 21 – Kotov et al., 1996; 22 – Cambel et al., 1989; 23 – Finger a Broska, 1999; 24 – Kovach et al., 1986; 25 – Poller et al., 2000; 26 – Uher a Pushkarev, 1994.

Explanations: BM – Bratislava massif, MM – Modra massif, \* – lower intercept, \*\* – upper intercept, \*\*\* – concordant age, Mo – monazite, 1–26 – reference number

(1961), priekopník slovenskej izotopovej geológie, a na základe vlastných výsledkov (K/Ar) – v zhode so Zoubkom (l. c.) stanobil vek granitoidov Západných Karpát na 320–250 Ma. Kamenický (in Mahel et al., 1967) uznal platnosť Kantorovho izotopového datovania, no časti granitoidov nadálej prisudzoval prekambrický vek. Granitoidné horniny Západných Karpát sa izotopovou geochronológiou začali datovať už v druhej polovici 50. rokov 20. stor. (Kantor, 1957). Prvé výsledky z jadrových pohorí s použitím K/Ar metódy z biotitu a muskovitu granitoidov na základe chladnutia nepriamo potvrdili hercýnsky vek týchto hornín, a to 360–230 Ma (Kantor, 1959a–d, Burchart et al., 1987; Cambel et al., 1990). Vek hercýnskeho magmatizmu 393–250 Ma sa dokumentuje aj pri extenzívnom využívaní Rb/Sr metodiky od konca 60. rokov 20. stor. (Burchart, 1968) až po súčasnosť (Kohút et al., 1996). Relatívne široký interval veku stanoveného Rb/Sr metódou (okolo 150 Ma) spôsobila existencia štyroch oddelených granitotvorných periód späť s odlišnými geotektonickými podmienkami.

Exaktnejšie vymedziť nasledujúce štyri periody hercýnskeho granitoidného magmatizmu v Západných Karpatoch umožnilo až datovanie akcesorických minerálov – zirkónu a monazitu – U/Pb metódou. Sú to: najstaršia udalosť (405–380 Ma) – ortoruly typu S, druhá períoda (360–340 Ma) – typ S, tretia períoda (310–300 Ma) – typ I a najmladšia períoda (290–250 Ma) – postorogenný typ A + S. Pomerne veľký rozdiel medzi vekom stanoveným metódou Rb/Sr a U/Pb (okolo 40–50 Ma) sa vysvetluje iniciálnym sklonom izochrónon, mixingom medzi kôrovým a pláštovým zdrojovým materiálom granitoidov identifikovaným ako aging (Kráľ, 1992), resp. kontamináciou a dedičstvom izotopickej charakteristiky zo zdrojových hornín pri anatexných procesoch bez dokonalej izotopickej homogenizácie („zdedené izochróny“; Kohút et al., 1996), alebo tak, že ide o pseudoizochróny skonštruované z nekogenetických vzoriek či narušenie systému deformáciou (Petrík, 2000).

Prehľad datovania západokarpatských granitoidov je v tab. 1.

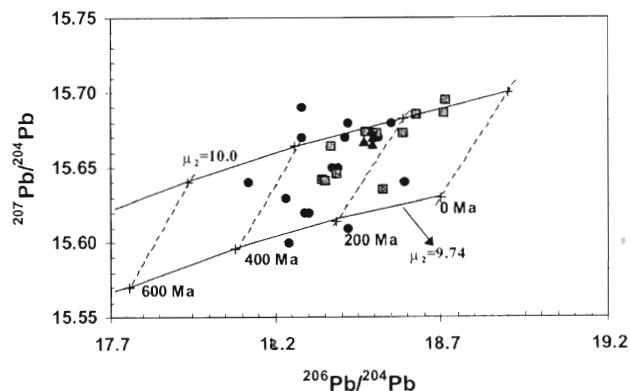
Otvorenou otázkou zostáva vekový vzťah prašivského a džumbierskeho granitu. Hercýnsky vek nízkotatranských granitoidov (360–290 Ma) preukázal Kantor (1959, 1961) K-Ar metódou, datovaním zirkónov a monazitov Th-U-Pb metódou Bojko et al. (1974) a Rb/Sr izochrónou Bagdasarjan et al. (1985; vek džumbierskeho a prašivského typu  $362 \pm 21$  Ma a králičského typu  $365 \pm 17$  Ma).

Po skúsenostiach z Tatier a Veľkej Fatry možno v budúcnosti očakávať rad prekvapení. U-Pb datovaním zirkónu v Tatrách (Poller et al., 1997, 1999, 2000) sa v rámci hercýnskeho orogénu identifikovalo viac granitotvorných udalostí. V Západných Tatrách boli určené ortoruly typu S predstavujúce eohercýnsky magmatizmus (406–380 Ma), ktorých deformácia (360 Ma) bola synchronná s produktmi hlavného kolízneho magmatizmu ( $369 \pm 19$  až  $347 \pm 14$  Ma). Naproti tomu vysokotatranský magmatizmus vykazuje relatívne mladší vek, a to  $335 \pm 4$  až  $314 \pm 4$  Ma. Tieto zistenia spresnili staršiu predstavu o krátkodobom granitovom magmatizme v Tatrách (Burchart, 1968) s vekom 310–290 Ma. Situácia vo Veľkej Fatre je ešte o niečo komplikovanejšia. Vek granitového magmatizmu sa určil pomocou Rb/Sr celohorninovej izochróny na  $342 \pm 4$  Ma (Kohút et al., 1996), čo je v súlade s určením K/Ar izochróny z muskovitov aj biotitov (338 ± 9 Ma), resp. na základe Ar/Ar minerálnych PA a TGA stanovení (338 ± 2 Ma; Kohút et al., 1998). Dobrú kompatibilitu vykázali aj prvotné U-Pb údaje zirkónov z dvojsľudných granitov ( $356 \pm 25$  Ma) a monazitov biotitických granodioritov ( $340 \pm 2$  Ma; Kohút et al., 1997). Extenzívne datovanie ďalších typov veľkofatranského granitu metodou jednotlivých zŕn termálnym iónovým hmotnostným spektrometrom (TIMS), ako aj iónovou mikrosondou – obdobou SHRIMP (Poller et al., 2000) – potvrdilo spodnokarbný vek ( $337 \pm 9$  Ma) dvojsľudných granitov, aj mladšie granitické udalosti, resp. to, že biotitické tonality s vekom  $304 \pm 2$  Ma sú analógom sihlanských tonalitov typu I (s. l.). Istým prekvapením je identifikácia permanských granitových dajok typu S v kompozitnom plutóne Veľkej Fatry (Poller et al., 2001) s vekom  $283 \pm 15$  až  $254 \pm 13$  Ma, a tak sa v ňom – s výnimkou „starších“ ortorúl typu S zaznamenali všetky hlavné hercýnske granitotvorné udalosti.

Z metalogenetického hľadiska sú azda najnádejnejšie už spomenuté permanske dajkové intrúzie viažuce sa na extenzné hercýnske štruktúry. Do tejto skupiny granitov možno zaradiť nasledujúce výskyty: *granit hrončockého typu* (datoval ho Kotov et al., 1996), *gemerický granit* (Kovach et al., 1986; Finger a Broska, 1999; Poller et al., 2000), *granit upohlavského typu* (Uher a Pushkarev, 1994), *klenovský granit* (Hraško et al., 1997) a „*matejkovský granit*“ (Poller et al., 2001). Ďalším potenciálnym kandidátom je *turčocký granit* (Uher a Gregor, 1992).

Pretrvajúcim problémom je exaktné datovanie mineralizačných procesov v západokarpatskom kryštalíniku. Kantor a Rybár (1964) a Kantor et al. (1968) predpokladali, že izotopické zloženie Pb z ložísk tatreporického kryštalínika je veľmi podobné zloženiu Pb hercýnskych ložísk Nemecka a Veľkej Británie. Aj keď v Holmesovom-Houtermansovom izochrónnom diagrame (prebratú zo

chrónu publikoval aj Černyšev et al., 1984) väčšina údajov spadá medzi izochrónu 135 a 245 Ma a časť dát indikuje vek vyše 400 Ma, autori pripúšťajú hercýnsky pôvod. Späťost polymetalických ložísk v kryštalíniku tatreporicka s hercýnskym magmatizmom predpokladal aj Černyšev et al. (1984), a to na základe modelových vekov podľa Staceyho a Kramersa (1975), ale najmä podľa mladších permanských intrúzií, aj keď nevylúčili, že mohlo ísť o remobilizáciu staršieho Pb pri neoidnej metalogenéze. Modelové veky z Pb-Pb izotopického systému sa pre veľkú mobilitu rudného Pb alebo inkorporáciu obyčajného (rudného) Pb do systému z okolitých starších hornín na datovanie mineralizačných periód nepoužívajú a iné izotopické údaje (Sm/Nd, Os/Re, U/Pb) určené na priame datovanie minerálov na Slovensku chýbajú. Porovnanie Pb-Pb dát v evolučnom diagrame podľa Staceyho a Kramersa (1975) je na obr. 1. Z neho je zrejmé, že originálne údaje Kantora et al. (1968), vykazujúce značný rozptyl, sa bez



Obr. 1. Evolučný diagram izotopického zloženia Pb z galenitov tatickejho a veporického kryštalínika podľa Staceyho a Kramersa (1975). Vysvetlivky: kruh – Kantor et al. (1968); štvorec – Černyšev et al. (1984); trojuholník – Poller a Kohút, nepublikované dátá.

Fig. 1. Evolution diagram of lead isotopic composition according to Stacey and Kramers (1975) from galenas of the WCCB (Taticum and Veporicum units) ore deposits and occurrences indicating polyphase origin and/or mixture of old and young lead components. Explanations: circle – data from Kantor et al. (1968), box – data from Černyšev et al. (1984); triangle – Poller and Kohút, unpublished data.

detailného poznania geologických a minerálnych pomerov jednotlivých ložísk nedajú jednoznačne interpretovať, lebo väčšina projekčných bodov leží nad Staceyho-Kramersovou vývojovou líniou ( $\mu_2 = 9.74$ ), a tak indikuje ovplyvnenie vrchnokôrovým rudným alebo aj rádiogénnym Pb. Údaje Černyševa et al. (1984) svedčia skôr o dominancii alpínskej metalogenézy alebo o nevýrazne ovplyvnenej permanskej rudnosnej udalosti. András et al. (2000) v porovnaní Pb izotopického zloženia polymetalických ložísk kryštalínika Západných Karpát s ložiskami Východných Álp pripúšťajú zhodu v paleozoickom a alpínskom kôrovom vývoji a pri časti ložísk na základe izotopov Pb predpokladajú relevantný predkarbónsky pôvod. Nové, nepublikované dátá Pollerovej z Veľkej Fatry (Nižné Matejkovo; barytovo-galenitové žily priamo z permanských granitov) a Tatier, indikujúce permotriasový vek, však pou-

kazujú na alpínsku metalogenézu s inkorporáciou staršieho rudného Pb, čo je v súlade s geologickou situáciou, lebo tieto žily prebiehajú z granitoidného masívu do šiprúnskeho obalového mezozoika. Vo všeobecnosti však nemožno vylúčiť existenciu tzv. anomálie typu J (podľa ložiska Joplin v USA), keďže Pb modelový vek mladší ako skutočný vek mineralizácie.

Na záver tejto časti konštatujeme, že doteraz nie sú priame dôkazy o hercýnskej metalogenéze bezprostredne sa viažucej na sledovaný orogénny (postorogénny) magmatizmus získané datovaním spoľahlivou izotopickou metódou. Jediné nepriame datovanie hercýnskej mineralizácie na základe K-Ar veku vychladnutia biotitických salbánd (okolorudných premien s vekom 305 Ma; Molák et al., 1989) je zo scheelitovo-zlatonosného zrudnenia na lokalite Jasenie. V tejto súvislosti je nevyhnutné pripomenúť, že sa tento výsledok neoveril presnejšou Ar-Ar metodikou, a tak pre známy prebytok Ar, spôsobený fluidami z rudných roztokov, a nedostatky pri stanovovaní K<sub>2</sub>O nemožno vylúčiť mladší alebo aj oveľa starší vek mineralizácie, resp. jej viacfázovú remobilizáciu.

### Metalogenetický model a hercýnsky magmatizmus Západných Karpát

Vyjadriť sa k metalogenetickému modelu celého hercýnskeho orogénu Západných Karpát je veľmi ľahká úloha, lebo okrem poznania magmatizmu vyžaduje aj orientáciu v tektonickom vývoji, v metamorfických pomeroch západokarpatského kryštalínika, no najmä detailné poznanie jednotlivých ložísk a ich minerálnej paragenézy. Práve vzhľadom na minerálnu paragenézu a komplikovanosť ortomagmatických a hydrotermálnych procesov je nesporné, že ide o úlohu pre početnejší vedecký tím. Ešte ľahšie je zaujať stanovisko k týmto otázkam, ak ide o polyorogénne a polymetamorfované terény, akými Západné Karpaty nesporne sú. Cieľom tejto našej štúdie je však summarizácia poznatkov o hercýnskom granitovom magmatizme potrebných pri tvorbe metalogenetického modelu.

Paleozoický vývoj kryštalického fundamentu Západných Karpát pravdepodobne prebiehal podobne ako vývoj stabilných oblastí Európy – Centrálneho a Českého masívu. Hercýnsky orogén v Európe sa dnes spája s kolíznymi procesmi typu kontinent – kontinent (Matte, 1986, 1991; Burg et al., 1989; Franke, 1992; Franke et al., 1995) a s výraznými „strike-slipovými“ posunmi (Badham, 1982). Predpokladá sa, že sa obdobne vyvíjal aj kryštalický fundament alpsko-karpatskej oblasti (Neubauer a von Raumer, 1993; Stampfli, 1996; Bezák et al., 1997; Plašienka et al., 1997; Petrik a Kohút, 1997). Pri kolízii dvoch veľkých kontinentálnych platní – Gondwany a Baltiky (Laurázie) – sa uzavreli oceánske domény a nastala kolízia viacerých menších kontinentálnych fragmentov derivovaných zo severného okraja Gondwany. V súlade s vývojom stabilných oblastí Európy možno paleozoickú história západokarpatského kryštalínika rozdeliť do troch geodynamických štadií:

A) *Eohercýnske obdobie* (kambrium – silúr) predstavuje predkolízne obdobie, v ktorom sa „mladá“, kadómska

kontinentálna kôra na severnom okraji Gondwany fragmentovala (Pin, 1990) za vzniku menších oceánskych bazénov (kambrium – ordovík), ktoré potom boli v silúre subdukciemi pohlené a amalgamované. Predpokladáme, že v Západných Karpatoch v tomto období vznikol tzv. leptynitovo-amfibolitový komplex (LAC v zmysle Horvorku et al., 1994) ako metamorfovaný vulkanicko-sedimentárny komplex a doň neskôr intrudovali hercýnske granitoidy.

B) *Mezohercýnske obdobie* (devón – spodný karbón) je charakteristické vlastnými kolíznymi procesmi s tvorbou kôrových príkrovov a intrúziami kolíznych, hlavne peraluminóznych granitov. Na Z od nášho územia sú známe aj menšie sedimentárne *pull-apartové* bazény späté s vulkanizmom tohto obdobia a s mineralizáciou typu Lahndill. V Západných Karpatoch medzi ne zaradujeme harmónsku a perneckú sériu (Cambel, 1954); komplex Prednej hole (Bajánik et al., 1979) a Jánovho grúňa (Miko, 1981), aj keď magmatizmus týchto sérií má základ v eohercýnskom období. Z granitov sem patria ortoruly typu S (Petrík a Kohút, 1997; Poller et al., 2000), ale najmä normálne synkolízne granity typu S tatrika a vaporika.

C) *Neohercýnske obdobie* (vrchný karbón – perm) bol späť s kolapsom orogénu po kolíznom zhrubnutí kôry ako výsledok litosférickej delaminácie, resp. oddelenia litosférického koreňa (*slab breakoff* v zmysle von Blanckenburga a Daviesa, 1995), keď „vystúpila“ plášťová hmota, a tak sa stenčená kôra preteplila a tavili sa granity typu I. V perme sa kompresná tektonika zmenila na transpresnú až extenznú, pokračovalo „odstrešovanie“ fundamentu, do oslabených zón intrudovali peraluminózne granity typu S (Poller et al., 2001), ako aj alkalické, anorogénne granity typu A (Uher a Puškarev, 1994; Uher a Broska, 1996), formovali sa molasové bazény a sedimentoval v nich materiál oderodovaný z nadložia, ako aj z vrchných časťí granitových masívov.

Neohercýnske obdobie sa z hľadiska hercýnskej metalogenézy všeobecne pokladá za najnádejnejšie, lebo magmatizmus z *eohercýnskeho obdobia* (bázický alebo felzický) nie je doteraz spoločivo potvrdený, aj keď je zrejmé, že generovať v tom období mal aspoň bázický magmatizmus v rámci LAC zmenený na amfibolity a eklogitické resty (nemohol byť aj starší?). Najpravdepodobnejšie však generovali aj felzické magmatity granitovej skupiny, ktoré sa neskôr zmenili na ortoruly alebo granulity, lebo riftogénny magmatizmus spodného paleozoika sa bežne označuje ako bimodálny (Pin a Marini, 1993). Podobne ako v západnej Európe (napr. Centrálny masív, kde tiež chýbajú ložiská späté s formovaním a resorpciou oceánskej kôry; Marignac a Cuney, 1999) ani u nás nie sú staropaleozoické ložiská masívnych sulfidov (VMS), chromitov, PGE alebo W a Sn skarnov.

*Mezohercýnske obdobie* sa v Európe nevyznačuje bohatstvom rudných ložísk okrem Fe ložísk typu Lahndill viažúcich sa na splítovo-keratofórový vulkanizmus sa iba sporadicke vyskytujú menšie ložiská VMS. Dominantný kolízny magmatizmus sa podobne ako v Himalájach pokladá skôr za metalogénne sterilný, lebo granity sa

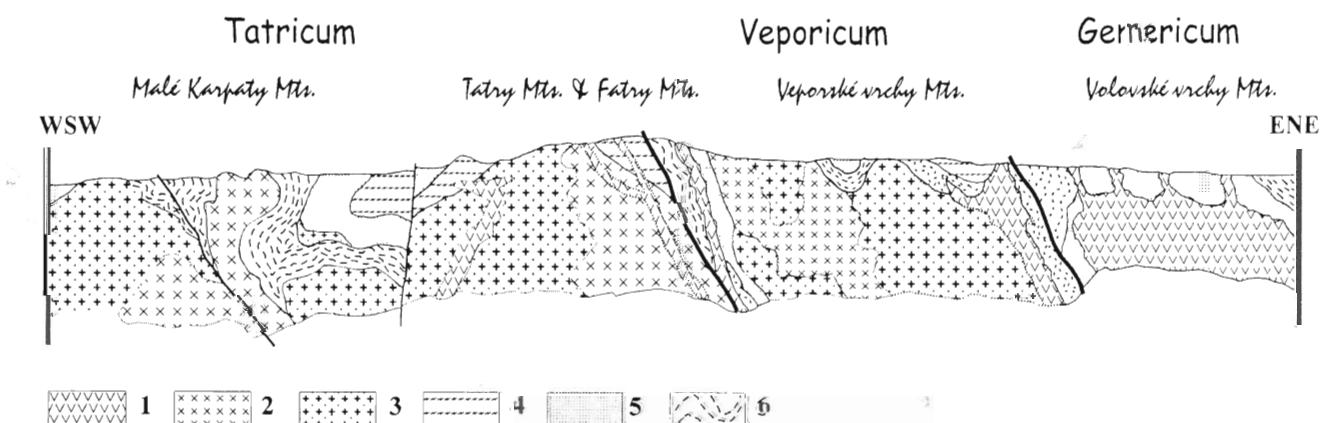
tvorili dehydratačným tavením (bez voľných  $H_2O$  fluíd), umiestňovali sa v relatívne veľkej hlbke, kde neprebiehala interakcia s meteorickými hydrotermami a pri rýchnej exhumácii rýchlo vychladli. Energia umožňujúca tavenie pri kolíznych procesov nebola dostatočná na mobilizáciu a koncentráciu „geochemicky vzácných prvkov“ (Skinner, 1976), a teda na tvorbu ložiskových koncentrácií rúd (Maignac a Cuney, 1999). Na aktivizáciu metalogenetických procesov bolo treba viac energie a tú poskytol tepelný tok z plášťa pri litosférickej delaminácii v *neohercynskom období*. Významnú úlohu však pravdepodobne plnil aj plášťový metasomatizmus z vystupujúceho plášťového diapíru. Oddeľením litosférického koreňa – ľažnej oceánickej kôry – a jeho nasledujúcou subdukciou (*slab breakoff & detachment*) sa na okraji zhrubnutej kôry vytvorila sutúra na výstup plášťovej hmoty. Metasomatizovaný litosférický plášť sa tavil za vzniku bazaltickej magmy, ktorá potom svojím vyšším tepelným tokom indukovala tavenie granitoidov typu I v kôre. Práve on zmenil povahu orogénu z konvergentnej, kolíznej na extenznú, spôsobujúcu rýchly výzdvih orogénu. Riftogenéza na stenčenej kôre pokračovala aj v perme a sprevádzali ju dajkové intrúzie „sekundárnych“ granitov typu S a alkalických (sub-alkalických) granitov typu A. Práve granitické horniny z tohto obdobia majú najväčší metalogenetický potenciál, lebo sú vyššieplotné, obsahujú sice menej vody, ale tá sa pri schladení mohla uvoľniť zo silikátov, a tak sa umiestnili v menšej hlbke (Petrík a Kohút, 1997), čiže mohla nastat aj interakcia s meteorickou vodou. Vzťahy medzi typmi hercynského granitu Západných Karpát ilustruje obr. 2.

S granitoidnými horninami sa spájajú nasledujúce typy ložísk (Cox a Singer, 1992):

- A) skarny – W, Sn, Cu, Zn-Pb, Fe,
- B) greizeny – Sn, Li,
- C) kremenožilné ložiská – Au, Au-W, Sb,
- D) žilníkovovtrúsené ložiská – Mo,

E) žilníkovoporfýrové ložiská – Cu, Cu-Au, Cu-Mo,  
F) žilné Au-Ag-Te a žilné polymetalické (Ag-Pb-Zn) ložiská.

Z geologickej situácie, najmä z výrazného erózneho rezu (recentného aj predtriasového), ako aj z charakteru okolitých hornín je zrejmé, že sa v Západných Karpatoch greizenové, skarnové, ale ani porfýrové ložiská (A, B, E) viažuce sa na hercynsky granitový magmatizmus nemohli zachovať – ak nejaké naozaj boli, lebo najlepšie preskúmané skarnové a erlanové výskytty v kryštaliniku Malých Karpát a Tatier (Cambel et al., 1989; Janák, 1993) svoju povahou (štruktúrnou a minerálnou) o zrudnených skarnoch tohto obdobia nesvedčia. Dávnejšie (Slávik et al., 1967) sa ako Fe-Mo „skarn“ označoval výskyt v Malej Fatre (Veľká Lúka – Martin) v tenkej aplítickej žilke, ale typická skarnová mineralizácia sa odtiaľ neopísala a kontroverzný „skarn“ v Kokave nad Rimavicou, o ktorom sa nedávno viedla diskusia (pozri Kováčik a Radvanec, Mineralia Slovaca, 32, 5), sa novšie interpretuje ako metamorfovaný sedimentárny výskyt. Ostatné ložiská (C, D, F) sa na Slovensku identifikovali, aj keď ich vek sa exaktne nezistil. Podľa literatúry (Ilavský, 1979, 1986; Chovan et al., 1992, 1994, 1996, 1998; Kodéra et al., 1986; Ozdín a Chovan, 1998) sa do hercynskej metalogenetickej epochy v kryštaliniku tatrika a vaporika zaradujú nasledujúce ložiskové výskytty: stratobounderá Sb, As, Au mineralizácia Malých Karpát – Pezinok, Cajla, Mo mineralizácia v pegmatitoch a kremenných žilách (Malé Železné a Dúbrava v Nízkych Tatrách, Pohronská Polhora a Kokava nad Rimavicou vo Veporských vrchoch, Čahanovce v Čiernej hore, ale aj v Západných Tatrách); ďalšie Mo výskytty nejasnej genézy sú v Malých Karpatoch na lokalite Kuchyňa, Pezinok-Trojárová a Modra (Ozdín, ústna informácia). U mineralizácia sa potvrdila v pegmatitoch Nízkych Tatier (Dúbrava, Malé Železné), vysokotermálna Au-W a Q-Au v Nízkych Tatrách (Jasenie a Dúbrava) a v Malých Karpatoch (Pezinok-Staré Mesto),



Obr. 2. Schematické znázornenie vzájomných vzájomov hercynských granitov Západných Karpát. *Neohercynian granite*. 1 – typ S a A (perm), 2 – typ I (vrchný karbón); *Mesohercynian granite*: 3 – typ S (spodný karbón), 4 – ortoruly typu S (devón), 5 a 6 – staršie paleozoikum (značne schematicované a redukované, reprezentujúce spodnú a vrchnú jednotku s. l.).

**Fig. 2.** Schematic presentation of relationship among principal granite types in the WCCB. *Neo-Hercynian granites*: 1 – type S and A (Permian), 2 – type I (Upper Carboniferous); *Meso-Hercynian granites*. 3 – type S (Lower Carboniferous). 4 – type S orthogneisses (Devonian). 5 and 6 – Lower Paleozoic (simplified and reduced, representing lower and upper tectonic unit s. l.).

strednotermálna Cu mineralizácia v Lubietovej, Starých Horách a v Španej Doline, polymetalická v Jasení-Soviansku a strednotermálna až nízkotermálna Au-Sb v Nízkych Tatrách (Dúbrava, Magurka, Vyšná Boca, Nižná Boca, Medzibrod a Lom). Z ďalších výskytov je to polymetalická mineralizácia v Strážovských vrchoch (Čavoj a Chvojnica) a kremенно-Au v Tribeči (v okolí Skýcova). Našli sa aj výskyty U mineralizácie viažucej sa na perm-ské leukogranity (Strážovské vrchy a Veľká Fatra).

V tejto časti vedome neuvádzame ďalšie hydrotermálne ložiská a výskyty sideritovo-kremенно-sulfidickej, barytovej a hematitovej mineralizácie, lebo – rovnako ako napr. Chovan et al. (1996 a 1999) – pochybujeme, že sú hercýnskeho veku.

## Diskusia

Z predchádzajúceho je zrejmé, že hercýnsky tektonický a metalogenetický vývoj Západných Karpát bol komplikovaný a polyštadiálny a prebiehal v troch Wilsonových cykloch späť s formovaním kôry Západných Karpát. Hercýnsky cyklus nadviazal bezprostredne na vývoj mladej, „nezrelej“, kadômskej kontinentálnej kôry a po kolíznom zhrubnutí a delaminácii priamo pri formovaní hercýnskej molasy riftogenézou nastúpil alpínsky cyklus. Aj keď je kryštalický fundament včítane granitoidov v súčasnej dominujúcej alpínskej stavbe Západných Karpát relativne prevažujúcim komponentom, najmä z hľadiska plošného obrazu, svojím štruktúrnym – autochtónnym resp. paraautochtónnym charakterom je určujúcim fénoménom stavby. Detailným komplexným výskumom sa z izolovaných výskytov kryštalických jadier tatrika, zložitého, alpínsky výrazne prepracovaného kompozitného masívu vaporika, ale aj teranu gemenika podarilo identifikovať takmer všetky fázy subdukčno-kolízneho paleozoického megaorogénu. Previazanost metalogenetických procesov s týmto „prepleteným“ vývojom azda najlepšie dokumentujú ložiskové výskyty v Nízkych Tatrách v oblasti Jasenie – Kyslá. Pri základnom montanistickom výskume (Andrusov, Kouteck a Zoubek, 1951) sa na základe paragenézy v nízkotranském metalogenetickom obvode vyčlenili tieto štyri rudné formácie:

- a) karbonátových Fe rúd s barytom a sulfidmi,
- b) kremенно-antimonitovo-Au rúd,
- c) kremenných žíl s galenitom a
- d) kremенно-pyritovo-zlatonosnú.

Kantor a Eliáš (1962) tu neskôr zistili scheelitovo-zlatonosné zrudnenie, ktoré sa na rozhraní 70. a 80. rokov 20. stor. stalo podnetom na rozsiahlu prospeku. Molák a Pecho (1983) na základe mineralógie v Jasení vyčlenili tri základné morfológické typy scheelitovo-zlatonosného zrudnenia: a) žilný, resp. žilníkovožilný, b) žilníkovoim-pregnačný a c) vtrúsený. Zrudnenie sa viaže so žilným kremeňom na tektonickozlomové a mylonitické línie, ako aj priamo na hydrotermálne kremenné žily a žilníky alebo tvorí nepravidelné impregnácie až jemné vtrúseniny v okolitých horninách – migmatitoch, rule, ortorulách a v amfibolitoch. Ilavský (1981) predpokladal, že toto W-Au zrudnenie bolo syngeneticke s formovaním staro-

paleozoického vulkanickosedimentárneho komplexu a prirovnal ho k ložisku Mittersill vo Východných Alpách, aj keď v 80. rokoch 20. stor. sa skôr porovnávalo s ložiskom Omsukčan v ZSSR (Pecho et al. in Molák a Pecho, 1983). Na základe autopsie, poznania zhodných čŕt v geologickej stavbe a v tektonickom vývoji, ako aj obmedzených minerálno-metalogenetických poznatkov sa prikláname k náhládu o možnej genetickej identite obidvoch ložísk (Jasenia a Mittersillu), hoci stupeň poznania látkového zloženia a časového vývoja z obidvoch rudných lokalít – napriek enormným vynaloženým prostriedkom v Jasení – je neporovnatelný. Výsledkom komplexného cielavedomého výskumu Eichhorna et al. (1999) je detailný geologicko-metalogenetický vývoj známeho rakúskeho volfrámového ložiska s využitím U-Pb datovania zirkónu v SHRIMP-e aj s prehodnotením Sm-Nd a Pb-Pb datovaní scheelitu. Ložisko sa viaže na staropaleozoickú magmatickú formáciu v rámci habašskej skupiny, ktorá sa začala vyvíjať v spodnom kambríu, keď do ensialického zaoblúkovitého bazéna (back-arc basin – BAB) intrudovala bázická gabroïdná magma ( $547 \pm 27$  Ma) aj normálne granite typu I ( $529 \pm 18$  Ma). Celá vulkanicko-sedimentárna sekvencia bola v ďalšom vývoji pri amalgamácii BAB subdukovaná a metamorfovaná, pričom z gabra vznikli amfibolity ± eklogity a z granitu leukokratné ortoruly ± granulity. Táto sekvencia látkovo, stupňom metamorfózy a vývojom pripomína LAC resp. LACWECA (v zmysle Hovorku et al., 1994, 1997). Prvá mineralizačná fáza týchto hornín sa viaže na malé dajky diferencovaných granitov s vekom stanoveným na  $530 \pm 520$  Ma a druhá, indukovaná intrúziou hercýnskych granitov ( $336 \pm 19$  Ma), na vrchol mezohercýnskeho kolízneho obdobia (355–335 Ma), keď pri deformácii a metamorfóze nastala remobilizácia scheelitu. Dlhovrájúce kolízie späť s metamorfózou a intrúziami granitov sa zavŕšili v perme (280–270 Ma; U-Pb vek titanitov z ortorúl  $282 \pm 2$  Ma a zirkónov z dvojsludných granitov  $269 \pm 5$  Ma). V rovnakom období prebiehala ďalšia remobilizácia scheelitu (3. fáza). 4. (záverečná) fáza sa odohrala v alpínskom orogéne, keď sa scheelit remobilizoval pozdĺž krehkých zlomových štruktúr (pred  $31 \pm 4$  Ma).

Geologicko-metalogenetický vývoj ložiska Mittersill pomáha chápať aj celkový geologický vývoj a vývoj scheelitovej mineralizácie v Jasení. Ide najmä o správne chápanie eohercýnskeho vývoja, pretože látkové zloženie, metamorfický charakter, typ magmatizmu a štruktúrna zo-stava boli v mezohercýnskom období takmer zhodné. Podobný bol aj alpínsky vývoj, no s rozdielom vo veku a intenzite tektonického postihnutia. Dalo by sa namietat, že ložisko z Tauernského okna patrí do jednotky penniniaka v rámci Álp, ktorej vysokometamorfované analógy v Západných Karpatoch sú stále námetom mnohých diskusií, ale výsledky korelačného projektu Paleozoická amalgamácia strednej Európy dokazujú podobný až takmer zhodný paleozoický vývoj v Európe od Iberských vrchov cez Centrálny masív až po východný okraj Českého masívu. Základným problémom na Slovensku je úplný nedostatok izotopických dát nevyhnutných na genetickú interpretáciu a geochronologickú rekonštrukciu. Nevela úda-

ov o veku z rozličných izotopických systémov – K-Ar, Rb-Sr a U-Pb – získaných za 25 rokov výskumu Nízkych Tatier (Kantor, 1959, 1961; Kantor a Eliáš, 1983; Kantor et al., 1984; Bojko et al., 1974; Bagdasarjan et al., 1985), a zhruňutých v práci Adamiu et al. (1992), poukazuje hlavne na mezohercýnsky metamorfizmus a magmatizmus (330–300 Ma) v spojitosti s ložiskom Jasenie, ale veľký petrogenetický význam isto budú mať indície perm-ských (280–260 Ma) aj spodnodevónskych (400–390 Ma) udalostí. Aj v tomto prípade však platí nadčasový Andrusovov výrok „Bez stratigrafie niet geológie...“ Pri štúdiu kryštalinika to znamená, že prežije len dielo s kvalitnými údajmi z petrológie, geochemie, geochronológie a so štruktúrnymi dátami. Príkladom môže byť práca Kantora (1959), ktorej údaje majú aj po viac ako štyridsiatich rokoch výpovednú hodnotu.

## Záver

Aj keď sú Západné Karpaty ako súčasť alpínskej Neoeurópy (Stille, 1924) typickým kolíznovrásovým hor-ským pásmom s dominanciou mezozoicko-kenozoických sedimentárnych hornín, zo štruktúrneho hľadiska má poly-metamorfovaný kryštalický fundament v ich stavbe významné postavenie.

Metalogenetický potenciál tohto tektonického elementu plošný rozsah kryštalinika v stavbe Západných Karpát (okolo 30–35 %) mnohonásobne prevyšuje. Hoci z hľadiska hercýnskej stavby patrí západokarpatské kryštalini-kum do nestabilnej Európy, pre inkorporáciu do alpínskeho orogénu, a tak stratu priamej väzby na stabilné hercynidy (preto definovať polaritu hercýnskeho orogénu Západných Karpát takmer nemožno), litologickou pestrostou odzrkadluje skoro všetky typické fenomény paleo-zoického vývoja Európy. Sčasti to platí aj o metalogenetickom vývoji, lebo aj on odráža panujúce PTX podmienky vývoja zemskej kôry v rámci orogénnych procesov. Limitujúcim faktorom je však schopnosť identifikovať spojenie mineralizačných fáz s príslušnými orogénnymi procesmi, čo je pomerne zložitá a v polyorogénnych komplexoch ešte komplikovannejšia úloha, pretože bola častá remobilizácia starších mineralizácií do nových rudných štruktúr. Je prirodzené, že bez stratifikácie tektono-metamorfných a magmatogénnych udalostí a na ne sa viažucích mineralizačných períod je to neriešiteľná úloha.

Z kryštalických západokarpatských jednotiek je známych viac ložísk a ložiskových výskytov, no ich genéza nie je vždy predalpínskeho veku. Pri hodnotení metalogenetického potenciálu hercýnskych granitických hornín treba brať do úvahy celkový geodynamický vývoj paleozoika v rámci prelínajúcich sa Wilsonových cyklov, lebo na povahu magmatických hornín výrazne vplývala štruktúrna kompozícia litosféry a zdroj tepla. Typ magmatizmu a jeho chemicko-petrografické zloženie priamo záviseli od toho, či tavenie prebiehalo v zhrubnutej, stenčenej alebo v enormne zhrubnutej kôre, ako aj od proporcionalného zastúpenia kontinentálneho a oceánskeho kôrového komponentu v potenciálnom zdroji. Teplo potrebné na tavenie mohlo pochádzať z viacerých zdrojov, napr.

z rádioaktívneho rozpadu prvkov (U, Th, K), mohlo vznikať generované pri metamorfických reakciach, pri strižných procesoch (*shear ± frictional heating*), ale mohlo íst aj o latentné teplo z intrudujúcej a podstielajúcej, najčastejšie bázieckej plášťovej magmy. Vo väčšine prípadoch sa teplo kumulovalo z viacerých zdrojov odrazu. Metalogenetický potenciál primárnej magmy však najväčším ovplyvnilo zloženie litosférického plášťa, ako aj príspevok metasomatizovaného astenosférického plášťa. Práve pri generovaní recyklovaných kôrových kolíznych, grani-toidných magiem sa pôsobenie alebo nepôsobenie tohto fenoménu prejavuje najvýraznejšie, a to relatívnu meta-logenetickou sterilítou väčšiny kolíznych granitov – pri-márnych – anatexných alebo „remagmatizovaných“, vzniknutých pretavením starších VAG granitov z eohercýnskeho obdobia. Ak kolízne granity nie sú pretavené staršie ložiskové formácie, potom sa kôrový zdroj týchto magmatitov obohatí o „rudonosné“ prvky pri interakcii s metasomatizovaným pláštom v iniciálnych štadiách orogénu intrúziami plášťovej gabroïdnej magmy pri formovaní vulkanického oblúka. Ďalší potenciálny prínos nastal pri riftingu a invázii bázieckej magmy do zaoblúkového bazéna. Kedže po nasledujúcom pohlení – amalgamácií BAB v kompresných štadiách orogénu – kôra tektonicky zhrubla, prínos plášťovej hmoty nastal až po delaminácii v závere orogénu v neohercýnskom období.

Hercýnsky vývoj Západných Karpát má základ v mla-dej, „nezrelej“, kadomskej kôre, na ktorej sa v eohercýnskom období (kambrium – silúr) formoval ensialický zaoblúkový bazén s bimodálnym magmatizmom. Tam je pravdepodobný základ hercýnskej vysokotermálnej W-Au mineralizácie kryštalinika Západných Karpát (vrúseniny scheelitu v amfibolitoch a ortorulovo-migmatitickom komplexe v Nízkych Tatrách, Malej Magure a vo Veporských vrchoch). Po subdukcií a pohlení tohto bazéna (v silúre) boli pre mezohercýnske obdobie (devón – spodný karbón) charakteristické kolízie, pri ktorých sa generovali metalogenetické relativne sterilné granity typu S. Ale v rovnakom období mohla prebiehať aj remobilizácia starzej vysokotermálnej mineralizácie z predchádzajúceho obdobia. Po kolíznom zhrubnutí v neohercýnskom období (vrchný karbón – perm) sa uplatnila litosférická dela-minácia a podstielajúca plášťová magma potom indukovala tavenie spodnokôrových granitických hornín typu I. Vyklenutie astenosféry vyvolalo rifting kôry, a tak do oslabenej stenčenej kôry intrudovali anatektické peralumi-nózne granity typu S, ako aj alkalické granity typu A. Pravdepodobné prepojenie magmatizmu tohto obdobia na metasomatizovaný plášť poskytlo granitom tohto obdobia možnosť obohatiť sa o úžitkové metalické prvky, čo popri fakte, že sa umiestňovali v menšej hĺbke, urobilo perm-ské granity potenciálnym zdrojom neohercýnskej mineralizácie na našom území (Sn granity Spišsko-gemerského rudohoria, Mo mineralizácia jadrových pohorí a Veporských vrchov, ako aj Au-Sb, polymetalická a Cu mineralizácia). Pri alpínskych tektonických procesoch sa však mohli produkty hercýnskej metalogenetickej epochy reaktivovať a remobilizovať pozdĺž krehkých a krehkoduskultil-ných puklinovozlomových a strižných štruktúr. S prispe-

ním týchto roztokov nadobudli mnohé ložiská a ložiskové výskyty v kryštalíniku Západných Karpát dnešný komplexný karbonátovo-kremeneno-sulfidický alebo barytovo-polymetalický charakter.

*Podakovanie.* Štúdia vznikla ako súčasť výskumnnej úlohy 160 Metagenetické hodnotenie územia Slovenskej republiky koordinovanej Dr J. Lexom, CSc., ktorému dákujem za vytvorenie podmienok na jej napísanie. Užitočná diskusia s V. Huraiom, P. Kodérom a D. Ozdínom pomohla skvalitniť prácu a konštrukívnu recenziu doc. M. Chovaná a Dr. I. Petrík odstrániť nedostatky u pôvodnej verzie štúdie, ktorá je príspevkom do korelačného projektu IGCP 373 Correlation, Anatomy and Magmatic-Hydrothermal Evolution of Ore-Bearing Felsic Igneous Systems in Eurasia.

## Literatúra

- Adamija, S., Abesadze, M., Chkhouta, T., Kekelia, M. & Tsimakuridze, G., 1992: Tectonites in the Variscan crystalline assemblages of the Greater Caucasus and Ďumbier Massif of Western Carpathians. *Spec. Vol. IGCP 276 Project. GÚDŠ, Bratislava*, 7–19.
- Andrusov, D., 1958: Geológia československých Karpát I. Vyd. SAV, Bratislava, 303.
- Andrusov, D., Kouteck, J. & Zoubek, V., 1951: Výsledky základného montanisticko-geologickeho výzkumu v jižní a severozápadní časti nízkotatranského kryštalického jádra v r. 1950. Kolektív českých a slovenských geologů. Praha – Bratislava. *Manuskript – archív Geofond Bratislava*.
- Andráš, P., Schroll, E. & Chovan, M., 2000: Comparison of selected Western Carpathian and Eastern Alpine ore deposits. *GEOCHÉMIA 2000*, 100–102.
- Badham, J. P. N., 1982: Strike-slip orogens – an explanation for the Hercynides. *J. Geol. Soc. (London – Edinburgh)*, 493–504.
- Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. Kh. & Cambel, B., 1986: Rb/Sr isochron age of the Vepor pluton granitoids. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 365–374. (in Russian)
- Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. Kh., Cambel, B. & Veselský, J., 1982: The age of Malé Karpaty granitoid rocks determined by Rb-Sr isochron method. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 33, 131–140.
- Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. Kh., Cambel, B. & Veselský, J., 1985: Rb-Sr isochron dating of the Ďumbier zone granitoids of the Nízke Tatry Mts. (Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 36, 637–645. (in Russian)
- Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. Kh., Cambel, B., Kamenický, L. & Macek, J., 1992: Granitoids of the Malá Fatra and Veľká Fatra Mts. Rb/Sr isochron geochronology (Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 43, 21–25.
- Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. Kh., Cambel, B. & Broska, I., 1990: Rb-Sr isochron dating of granitoids from Tribeč Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 41, 437–442.
- Bajaník, Š., Biely, A., Mikó, O. & Planderová, E., 1979: O paleozoickom vulkanicko-sedimentárnom komplexe Prédnej hole (Nízke Tatry). *Geol. Práce, Spr.*, 73, 7–28.
- Baran, J. et al., 1970a: Nálezová správa a doterajšie výsledky vyhľadávania Sn-W zrudnenia v oblasti Rakovca, Hnilca a Tretieho Hámru. *MS SGU*, 1–15.
- Baran, J., Drnzková, L. & Mandáková, K., 1970b: Sn-W zrudnenie viazané na hnilecké granity. *Mineralia Slov.*, 2, 159–164.
- Barnes, H. L., 1997: Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 3rd. Ed., 972 pp.
- Bezák, V., Jacko, S., Janák, M., Ledru, P., Petrík, I. & Vozárová, A., 1997: Main Hercynian lithotectonic units of the Western Carpathians. In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (Eds.): *Geological Evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr. Bratislava*, 261–268.
- Bibikova, E. V., Cambel, B., Korikovsky, S. P., Broska, I., Gracheva, T. V., Makarov, A. V. & Arakeljants, M. M., 1988: U-Pb and K-Ar dating of Sinec (Rimavica) granites (Kohút zone of Veporides). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 147–157
- Bibikova, E. V., Korikovsky, S. P., Putiš, M., Broska, I., Goltzman, Y. V. & Arakeljants, M. M., 1990: U-Pb, Rb-Sr and K-Ar dating of Sihla tonalites of the Vepor pluton (Western Carpathians Mts.). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 41, 427–436.
- Bojko, A. K., Kamenický, L., Semenenko, N. P., Cambel, B. & Scherbak, N. P., 1974: Part of the results of absolute age determination of the Western Carpathian crystalline complex rocks. I Present state of knowledge. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 25, 25–39.
- Broska, I., Bibikova, E. V., Gracheva, T. V., Makarov, V. A. & Caňo, F., 1990: Zircon from granitoid rocks of the Tribeč – Zobor crystalline complex. its typology, chemical and isotopic composition. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 41, 393–406.
- Broska, I. & Gregor, T., 1992: Allanite-magnetite and monazite-ilmenite granitoid series in the Tribeč Mts. *Spec. vol. IGCP 276, Bratislava*, 25–36.
- Broska, I., Petrik, I. & Benko, P., 1997: Petrology of the Malá Fatra granitoid rocks (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath.*, 48, 1, 27–37.
- Buday, T., Cambel, B. & Mahef, M. et al., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 listy Wien – Bratislava. Bratislava. *Geofond*, 248.
- Burg, J. P., Delor, C. P., Leyreloup, A. F. & Romney, F., 1989: Inverted metamorphic zonation and Variscan thrust tectonics in the Rouergue area (Massif Central, France): P-T-t record from mineral to regional scale. In: Daly, J. S., Cliff, R. A. & Yardley, B. W. D. (Eds.): *Evolution of Metamorphic Belts. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 43, 423–439.
- Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J. & Tözsér, J., 1985: Metallogenesis of neovolcanites in Slovakia. *Bratislava. Alfa*, 269.
- Burchart, J., 1968: Rubidium – strontium isochrone ages of the crystalline core of the Tatra Mts., Poland. *Amer. J. Sci.*, 266, 895–907.
- Burchart, J., Cambel, B. & Král, J., 1987: Isochron reassessment of K-Ar dating from the Western Carpathians crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 131–170.
- Burnham, C. W. & Ohmoto, H., 1980: Late-stage processes of felsic magmatism. In: Ishihara, S. & Takenouchi, S. (Eds.): *Granitic magmatism and related mineralization. Min. Geol. Spec. Issue*, 8, 1–11.
- Cambel, B., 1954: Geologicko-petrografické problémy sv. časti kryštalínika Malých Karpát. *Geol. Prace, Zoš.*, 36, 3–74.
- Cambel, B., 1976: Probleme der Metamorphose und der Stratigraphie des kristallins der Westkarpaten mit Hinsicht auf die Forschungen in dem Bereich der Kleinen Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 27, 1, 103–116.
- Cambel, B., Kamenický, L., Klomínsky, J. & Palivcová, M., 1980: Petrochemical correlation of granitoids of the Bohemian Massif and the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 1–2, 3–26.
- Cambel, B., Gbelský, J., Harman, M., Kamenický, L., Král, J., Macek, J., Petrík, I., Walzel, E. & Žabka, M., 1982: Preliminary results of integrated investigation of the West Carpathian granitoids. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 33, 5, 533–676.
- Cambel, B. & Petrík, I., 1982: The West Carpathian granitoids: I/S classification and genetic implications. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 33, 3, 255–267.
- Cambel, B., Scherbak, N. P., Kamenický, L., Bartnický, E. N. & Veselský, J., 1977: Information on geochronology of the Western Carpathian crystalline complex based on the U, Th-Pb method data (in Russian). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 28, 243–259.
- Cambel, B., Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. C. & Dupej, J., 1988: Age of granitoids from the Kohút Veporic zone according to Rb-Sr isochron analysis. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 131–146.
- Cambel, B., Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. C. & Veselský, J., 1989: Rb-Sr geochronology of leucocratic granitoid rocks from the Spišsko-gemerské rudoohorie Mts. and Veporicum. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 40, 323–332.
- Cambel, B., Korikovskij, S. P., Miklóš, J. & Boronichin, V. A., 1989: Ca-silicate hornfelses (erlans and Ca-skarns) in the Malé Karpaty Mts. region. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 40, 3, 281–304.
- Cambel, B., Král, J. & Burchart, J., 1990: Isotope geochronology of the Western Carpathian basement (in Slovak, English summary). Bratislava. *Veda*, 1–183.

- Cambel, B. & Vilinovič, V., 1987: Geochemistry and petrology of the granitoid rocks of the Malé Karpaty Mts. *Bratislava, Veda*, 247.
- Coleman, M. L., 1977: Sulphur isotopes in petrology. *J. Geol. Soc. (London – Edinburgh)*, 133, 593–608.
- Cox, D. P. & Singer, D. A. (eds.), 1992: Mineral deposit model. *US GS Bull.*, 1693, 379.
- Černýšev, I., Cambel, B. & Kodéra, M., 1984: Lead isotopes in gale-nas of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 3, 307–327.
- Čillík, I. & Michálek, J., 1983: Vplyv horninového prostredia na Sb zrudnenie v kryštalíniku Nízkych Tatier. In: Gubač, J. (Ed.): *Vplyv geologickej prostredia na zrudnenie. Konferencie – Sympózia – Semináre. Bratislava, GÚDŠ*, 91–102.
- Dupej, J. & Siegl, K., 1984: Geology of the Králička granite and its environment (Nízke Tatry Mts., Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 3, 395–411.
- Eichhorn, R., Höll, R., Loth, G. & Kennedy, A., 1999: Implication of U-Pb SHRIMP zircon data on the age and evolution of the Felbertal tungsten deposit (Tauern Window, Austria). *Int. J. Earth Sci.*, 88, 496–512.
- Finger, F. & Broska, I., 1999: The Gemeric S-type granites in south-eastern Slovakia. Late Paleozoic or Alpine intrusions? Evidence from electron-microprobe dating of monazite. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 79, 439–443.
- Franke, W., 1992: Phanerozoic structures and events in Central Europe. In: Blundell, D., Freeman, R. & Mueller, S. (Eds.): *A continent revealed. The European geotraverse*. Cambridge Univ. Press, 164–180.
- Franke, W., Dallmeyer, R. D. & Weber, K., 1995: Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe. XI Geodynamic evolution. In: Dallmeyer, R. D., Franke, W. & Weber, K. (Eds.): *Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe*. Springer-Verlag, 579–593.
- Gbelinský, J., Gubač, J., Suchý, Š., Mikó, O., Hraško, Ľ., Hatář, J., Danilová, J. & Gargulák, M., 1985: Litogeochimické mapy a profily Nízkych Tatier v mierke 1 : 50 000. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava*.
- Gorek, A., 1959: Prehľad geologickej a petrografickej pomerov kryštalínika Vysokých Tatier. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 10, 13–88.
- Grecula, P., 1982: Gemerikum – segment riftogenného bazénu Paleotetdy. *Mineralia Slov. – Monogr. Alfa. Bratislava*, 263.
- Grecula, P., Abonyi, A., Abonyiová, M., Antaš, J., Bartalský, B., Bartalský, J., Dianiška, I., Drnžík, E., Ďudá, R., Gargulák, M., Gazdačko, Ľ., Hudáček, J., Kobulský, J., Lörincz, L., Macko, J., Návesnák, D., Németh, Z., Novotný, L., Radavanc, M., Rojkovič, I., Rozložník, L., Rozložník, O., Varček, C. & Zlocha, J., 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudoohoria. Zv. 1 *Mineralia Slov. – Monogr. Alfa. Bratislava*, 829.
- Gubač, J. (ed.), 1983: Vplyv geologickej prostredia na zrudnenie. *Konferencie – Sympózia – Semináre. Bratislava, GÚDŠ*, 288.
- Gubač, J., 1983: Vplyv geologickej prostredia na vývoj scheelito-vého zrudnenia v Nízkych Tatrách. In: Gubač, J. (Ed.): *Vplyv geologickej prostredia na zrudnenie. Konferencie – Sympózia – Semináre. Bratislava, GÚDŠ*, 213–221.
- Hovorka, D., 1972: Katalóg chemických analýz eruptívnych a metamorfovaných hornín kryštalínika, paleozoika a mezozoika Západných Karpát Slovenska a ich minerálov. *Náuka o Zemi*, VI Nakladatelstvo SAV, 217.
- Hovorka, D., 1980: The West Carpathians crust origin and plutonite formations. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 4, 523–535.
- Hovorka, D., 1982: The West Carpathians Variscan plutonites: Chemical composition. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, *Geol.*, 38, 83–111.
- Hovorka, D., 1979: Genéza variských magmatitov Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 72, 131–147.
- Hovorka, D., Méres, Š. & Krišnín, J., 1987: Granátový pararúl centrálnej zóny Západných Karpát. *Mineralia Slov.*, 19, 4, 289–309.
- Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P., 1994: Pre-Alpine Western Carpathian basement complexes: lithology and geodynamic setting. *Mitt. Geol. Gesell. (Wien)*, 86, 33–44.
- Hovorka, D., Ivan, P. & Méres, Š., 1997: Leptyno-amphibolite complex of the Western Carpathians: its definition, extent and genetical problems. In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M., 1997: *Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov.*, 29, 269–280.
- Hraško, Ľ., Bezák, V. & Molák, B., 1997: Peraluminous two-mica granites and granite porphyries in the Kohút zone of the Veporic unit (Klenovec – Zlatno area). *Mineralia Slov.*, 29, 2, 113–135. (in Slovak, English summary)
- Chovan, M., Rojkovič, I., András, P. & Hanas, P., 1992: Ore mineralization of the Malé Karpaty Mts. *Geol. Carpath.*, 43, 3, 275–286.
- Chovan, M., Háber, M., Jeleň, S. & Rojkovič, I. (eds.), 1994: *Ore textures in the Western Carpathians. SAP*, 219.
- Chovan, M., Hurai, V., Sachan, H. K. & Kantor, J., 1995: Origin of the fluids associated with granodiorite-hosted, Sb-As-Au-W mineralization at Dúbrava (Nízke Tatry Mts., Western Carpathians). *Mineralium Depos.* (Berlin), 30, 48–54.
- Chovan, M., Slavkay, M. & Michálek, J., 1996: Ore mineralizations of the Ďumbierske Tatry Mts. (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath.*, 47, 6, 371–382.
- Chovan, M., Slavkay, M. & Michálek, J., 1998: Metalogenéza ďumbierskej časti Nízkych Tatier. *Mineralia Slov.*, 30, 1, 3–8.
- Chovan, M., Lüders, V. & Hurai, V., 1999: Fluid inclusions and C, O-isotope constraints on the origin of granodiorite-hosted Sb-As-Au-W deposit at Dúbrava (Nízke Tatry Mts., Western Carpathians). *Terra Nostra* 99/6, ECROFI XV, 71–72.
- Ilavský, J. (ed.), 1979: Metallogenesis of l'Europe alpine centrale et du sud-est. *Bratislava, GÚDŠ*, 414.
- Ilavský, J., 1981: Zrudnenie scheelito-vzlatonosnej formácie pri Jasení v Nízkych Tatrách. *Geol. Práczk., Praha*.
- Ilavský, J., 1986: Mineral deposits of the Czechoslovak Carpathians. In: Dunning, F. W. & Evans, A. M. (Eds.): *Mineral deposits of Europe. Vol. 3 Central Europe. Inst. Mining Metall. Min. Soc. London*, 146–173.
- Ivanov, M. & Kamenický, L., 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalínika Malej Fatry. *Geol. Práce, Zoš.*, 45, 187–212.
- Janák, M., 1993: Vápennato-silikátové metamorfované horniny kryštalínika Vysokých Tatier. *Mineralia Slov.*, 25, 3, 177–182.
- Janák, M., 1994: Variscan uplift of the crystalline basement of Tatra Mts., Central Western Carpathians: Evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser probe dating of biotite and P-T-t paths. *Geol. Carpath.*, 45, 5, 293–300.
- Jacko, S. & Petrik, I., 1987: Petrology of the Čierna Hora Mts. granitoid rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 5, 515–544.
- Kantor, J., 1957:  $\text{A}^{40}/\text{K}^{40}$  metóda určovania absolútneho veku hornín a jej aplikácia na betliarsky granit. *Geol. Práce, Spr.*, 11, 188–200.
- Kantor, J., 1959: Príspevok ku geochronológiu nízkotatranských granitoidov. *Geol. Práce, Zoš.*, 55, 159–169.
- Kantor, J., 1961: Beitrag Zur Geochronologie der Magmatite und Metamorphe des westkarpatischen Kristallins. *Geol. Práce*, 60, 303–317.
- Kantor, J. & Eliáš, K., 1962: O niektorých nových výskytoch scheelitu na západokarpatských ložiskách (Hodruša, Banská Štiavnica, Jasenie, Smolnická Pila, Tímesgrund). *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava*.
- Kantor, J. & Eliáš, K., 1983: Izotopový a paleotermometrický výskum In: Pecho, J. (Ed.): *Scheelito-vzlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách. Konferencie – Sympózia – Semináre. Bratislava, GÚDŠ*, 85–92.
- Kantor, L. & Rybár, M., 1964: Isotopes of ore-lead from several deposits of West Carpathians Crystalline. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 15, 2, 285–297.
- Kantor, J., Rybár, M., Dillnberger, K. & Šulcová, M., 1968: Izotopové zloženie rudného olova na ložiskách Západných Karpát. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava*, 88.
- Kantor, J., Repčok, I., Ďurkovičová, J., Eliáš, K. & Wiegerová, V., 1984: Časový vývoj vybraných oblastí Západných Karpát podľa radiometrického datovania. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava*.
- Kamenický, J., 1967: Predmezozoické komplexy. In: *Regionálna geológia CSSR. II. Západné Karpaty*. (M. Mahel et al., 1967). Ústř. Ústř. geol., Praha, 42–58.
- Kamenický, J. & Kamenický, L., 1955: Gemeridné granity a zrudnenie Spišsko-gemerského rudoohoria. *Geol. Práce, Zoš.*, 47, 1–73.
- Klinec, A., 1958: Geologické poznámky o kryštalíniku Žiaru. *Geol. Práce, Zpr.*, 12, 86–92.

- Kodčera, M., Andrusovová-Vlčeková, G., Belešová, O., Briatková, D., Dávidová, Š., Fejdiová, V., Hurai, V., Chovan, M., Nelišerová, E. & Ženíš, P., 1986: Topografická mineralógia Slovenska I. Bratislava, Veda, 1–577.
- Kohút, M., 1992. The Veľká Fatra granitoid pluton – an example of a Variscan zoned body in the Western Carpathians. In Vozár J (Ed.), *The Paleozoic geodynamic domains of the Western Carpathians. Eastern Alps & Dinarides*. Bratislava, GUDŠ, Spec Vol. IGCP-276, 79–92.
- Kohút, M. & Janák, M., 1994: Granitoids of the Tatra Mts., Western Carpathians Field relations and petrogenetic implications. *Geol. Carpath.*, 45, 5, 301–311.
- Kohút, M., Carl, C. & Michalko, J., 1996: Granitoid rocks of the Veľká Fatra Mts. – Rb/Sr isotope geochronology (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath.*, 47, 2, 81–89.
- Kohút, M., Todt, W., Janák, M. & Poller, U., 1997: Thermochronometry of the Variscan basement exhumation in the Veľká Fatra Mts. (Western Carpathians, Slovakia). *Terra Abstracts* 9, 1, EUG 9, Strasbourg, 494.
- Kohút, M., Kráľ, J., Michalko, J. & Wiegerová, V., 1998: The Hercynian cooling of the Veľká Fatra Mts Massif – evidences from  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  and  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  thermochronometry and the current status of thermochronometry. *Mineralia Slov.*, 30, 4, 253–264.
- Kohút, M., Kovach, V. P., Kotov, A. B., Salnikova, E. B. & Savatenkov, V. M., 1999a: Sr and Nd isotope geochemistry of Hercynian granitic rocks from the Western Carpathians – implications for granite genesis and crustal evolution. *Geol. Carpath.*, 50, 6, 477–487.
- Kohút, M., Poller, U., Todt, W., Nabelek, P. & Janák, M., 1999b: Na-rich and High-Al Granitoid Magma in the Tatra Mts. (Western Carpathians, Slovakia) – Melting of the Amphibolitic Lower Crust? *Geol. Carpath.*, 50, Spec. Iss., 107–109.
- Kohút, M. & Nabelek, P. I., 1996: Sources of the Veľká Fatra Granitoid Rocks, Slovakia – Isotopic Constraints or Contradiction? *Polish Mineralog. Soc., Spec. Pap. No 7, Krakow*, 47–50.
- Kohút, M., Nabelek, P. I. & Recio, C., 2000: A stable isotope study (O, S) and genesis of the Hercynian granitic rocks from the Western Carpathians. Abstract Magurka '2000, 18.
- Korikovskij, S. P., Cambel, B., Mikloš, J. & Janák, M., 1984: Metamorfizm krystallínikuma Malých Karpat: etapy, zonálnosť, súvaz s granitoidami. *Geol. Zbor Geol. carpath.*, 35, 4, 437–462.
- Korikovskij, S. P., Cambel, B., Boronichin, V. A., Putiš, M. & Mikloš, J., 1985: Fazovskyje ravnovesija I geotermometrija metapelitovych rogovikov vokrug Modranskogo granitnogo masiva (Malyje Karpaty). *Geol. Zbor Geol. carpath.*, 36, 1, 51–74.
- Kotov, A. B., Miko, O., Putiš, M., Korikovskij, S. P., Salnikova, E. B., Kovach, V. P., Yakovleva, S. Z., Bereznaya, N. G., Kráľ, J. & Krist, E., 1996: U/Pb dating of zircons of postogenetic acid metavolcanics, a record of Permian-Triassic taphrogeny of the West Carpathian basement. *Geol. Carpath.*, 47, 73–79.
- Koutek, J., 1931: Geologické studie na severozápadě Nízkých Tater. *Sbor St. geol. Úst. Čs. Republ.*, IX, Praha, 413–616.
- Kováč, A., Svingor, E. & Grecula, P., 1986: Rb-Sr isotopic ages of granitoid rocks from the Spišsko-gemerské rudoohorie Mts. *Mineralia Slov.*, 18, 1–14.
- Kráľ, J., 1992: Náčrt evolúcie izotopov stroncia v kryštalíniku tatrika a vaporika. *Mineralia Slov.*, 24, 2, 197–208.
- Kráľ, J., Goltzman, Y. V. & Petrík, I., 1987: Rb-Sr whole rock isochron data of granitic rocks from the Strážovské vrchy Mts. the preliminary report. *Geol. Zbor Geol. carpath.*, 38, 171–180.
- Kráľ, J., Hess, J. C., Kober, B. & Lippolt, H. J., 1997:  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age data from plutonic rocks of the Strážovské vrchy Mts. basement, Western Carpathians. In Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M., 1997: *Geological evolution of the Western Carpathians*. Mineralia Slov., 29, 253–260.
- Krist, E., 1960: Granitoidné horniny Tribeča. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geol., 4, 183–221.
- Krist, E., 1977: Leptite rocks in the crystalline complex of the Central West Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geol., 32, 45–55.
- Krist, E., 1979: Granitoid rocks of the Southwestern part of the vaporide crystalline complex. *Geol. Zbor Geol. carpath.*, 30, 2, 157–179.
- Kubín, D., 1956: Správa o výskume ústrednej časti dúmbierskeho masívu. *Geol. Práce, Spr.*, 9, 110–119.
- Kubín, D., 1958: Kryštalínikum Veľkej Fatry Manuskrift – archív GUDŠ Bratislava, I–II.
- Koutek, J., 1931: Geologické studie na SZ Nízkych Tater. *Sbor St. geol. Úst.*, 9, 414–616.
- Lexa, J., Štohl, J. & Konečný, V., 1999: The Banská Štiavnica ore district: relationship between metallogenetic processes and the geological evolution of a stratovolcano. *Mineralium Depos.* (Berlin), 34, 639–654.
- Lexa, J., 2000: Metallogeny of the Central Slovakia Volcanic Field. *Mineralia Slov.*, 32, 3, 251–255.
- Lukáčik, E., 1981: Petrologia granitov-granodioritov prašivského typu západnej časti nízkotatranského plutónu. *Západ. Karpaty. Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen.*, 8, 121–142.
- Lukáčik, E., 1982: Petrologia granitoidných hornín západnej časti nízkotatranského plutónu. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskrift – archív Geofond Bratislava*, 129.
- Macek, J. & Kamenický, L., 1979: Fyzikálno-optická charakteristika niektorých hlavných typov granitoidných hornín Západných Karpát. *Mineralia Slov.*, 11, 2, 129–142.
- Marignac, C. & Cuney, M., 1999: Ore deposits of the French Massif Central insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt. *Mineralium Depos.* (Berlin), 34, 472–504.
- Marsina, K., Bodíš, D., Havrla, M., Janák, M., Káčer, Š., Kohút, M., Lexa, J., Rapant, S. & Vozárová, A., 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky, časť Horniny. Vyd. D. Štúra, Bratislava, GSSR, 135.
- Máška, M. & Zoubek, V., 1961: Tektonický vývoj západokarpatské soustavy. In: *Tektonický vývoj Československa*. ČSAV, Praha, 282.
- Matte, Ph., 1986: Tectonics and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, 329–374.
- Matte, Ph., 1991: Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196, 309–337.
- McCulloch, M. T. & Chappell, B. W., 1982: Nd isotopic characteristic of S- and I-type granites. *Earth planet. Sci. Lett.* (Amsterdam), 58, 51–64.
- Michalko, J., Bezák, V., Kráľ, J., Huhma, H., Mäntäri, I., Vaajoki, M., Broska, I., Hraško, L. & Hatář, J., 1998: U/Pb zircon data from the Veporic granitoids (Western Carpathians). *Kryštalinikum*, 24, 91–104.
- Michałik, A., 1951: Brezna strefa trzonu kryształicznego Tatr na terenie Kosistej. *Biul. Państw. Inst. geol.* (Warszawa), 61.
- Miko, O., 1981: Early-Paleozoic volcanism of the Veporic part of the Nízke Tatry Mts. In: Bajaník, Š. & Hovorka, D. (Eds.). *Paleovulkanismus of the Western Carpathians*. Bratislava, GUDŠ, 41–48.
- Molák, B., Kantor, J. & Bláha, M., 1989: Biotite – a possible indicator of formation conditions and age of the scheelite-gold-bearing mineralization in the region of Kyslá near Jasenie. In: *Scheelitová mineralizácia v Československu, meeting Banská Bystrica*, 62–69 (in Slovak).
- Molák, B. & Pecho, J., 1983: Geologiczo-ložisková charakteristika scheelitovo-zlatonosného zrudnenia v oblasti Jasenia. In: Pecho, J. (Ed.). *Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách. Konferencie – Sympózia – Semináre*. Bratislava, GUDŠ, 61–70.
- Moravanský, D., Chovan, M. & Lipka, J., 2001: Phyllosilicates from hydrothermally altered granitoid rocks in the Pezinok Sb-Au deposit, Western Carpathians, Slovakia. *Geol. Carpath.*, 52, 3.
- Neubauer, F. & von Raumer, J. F., 1993: The Alpine basement linkage between Variscides and East-Mediterranean mountain belts. In von Raumer, J. F. & Neubauer, F. (Eds.). *The pre-Mesozoic geology of the Alps*. Springer-Verlag, 641–663.
- O’Neil, J. R. & Chappell, B. W., 1977: Oxygen and hydrogen isotope relations in the Berridale batholith. *J. Geol. Soc. (London)*, 133, 559–571.
- Orvošová, M., Majzlán, J. & Chovan, M., 1998: Hydrothermal alteration of granitoid rocks and gneisses in the Dúbrava Sb-Au deposit, Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 49, 5, 377–387.
- Ozdín, D. & Chovan, M., 1998: Rudné mineralizácie v okolí Vyšnej Boce. *Mineralia Slov.*, 30, 1, 91–92.
- Pecho, J. (ed.), 1983: Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách. *Konferencie – Sympózia – Semináre*. Bratislava, GUDŠ, 122.
- Petrík, I., 1996: Microaplite, not leptite: the genetical reinterpretation of a rock type from the western part of the Veporic unit. *Mineralia Slov.*, 28, 1, 45–55. (in Slovak. English summary)

- Petrík, I., 2000: Multiple sources of the West-Carpathian Variscan granitoids: A review of Rb/Sr and Sm/Nd data. *Geol. Carpath.*, 51, 3, 145–158.
- Petrík, I. & Broska, I., 1989: Mafic enclaves in granitoid rocks of the Tribeč Mts., Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 40, 667–696.
- Petrík, I., Broska, I. & Bezák, V., 1993: Príspevok ku geochémii a mineralógii granitoidov západnej časti Slovenského rudoohoria. In: Rakús, M. & Vozár, J. (Eds.). *Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát*. Bratislava, GUDŠ, 207–218.
- Petrík, I. & Broska, I., 1994: Petrology of two granite types from the Tribeč Mountains, Western Carpathians, an example of allanite (+magnetite) versus monazite dichotomy. *Geol. J. (Manchester)*, 29, 59–78.
- Petrík, I., Broska, I. & Uher, P., 1994: Evolution of the Western Carpathian granite magmatism: age, source rock, geotectonic setting and relation to the Variscan structure. *Geol. Carpath.*, 45, 5, 283–291.
- Petrík, I., Broska, I. & Uher, P., 1995: The Hrončok type granite, a Hercynian A-type granite in shear zone. *Mineralia Slov.*, 27, 351–363. (in Slovak with English summary)
- Petrík, I. & Kohút, M., 1997: The evolution of granitoid magmatism during the Hercynian orogen in the Western Carpathians. In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M., 1997: *Geological evolution of the Western Carpathians*. Mineralia Slov., 235–252.
- Pin, Ch., 1990: Variscan oceans: ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometrical data. *Tectonophysics*, 196, 309–337.
- Pin, Ch. & Marini, F., 1993: Early Ordovician continental break-up in Variscan Europe: Nd-Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous associations of the southern Massif Central, France. *Lithos*, 29, 177–196.
- Pitoňák, P. & Spišák, J., 1994: Blastomylonity hrončockého granitu. *Mineralia Slov.*, 26, 171–176.
- Plašienka, D., Grecula, P., Putiš, M., Hovorka, D. & Kováč, M., 1997: Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (Eds.): *Geological Evolution of the Western Carpathians*. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, 1–24.
- Poller, U., Todt, W., Janák, M. & Kohút, M., 1997: Pre-Variscan orthogneisses of the Western Tatra Mts. U-Pb single zircon data by cathodoluminescence controlled dating. *Terra abstracta*, 9, 1, EUG 9, Strasbourg, 488.
- Poller, U., Todt, W., Janák, M. & Kohút, M., 1999a: The relationship between the Variscides and the Western Carpathians Basement: New Sr, Nd and Pb-Pb isotope data from the Tatra Mountains. *Geol. Carpath.*, 50, Spec. Iss., 131–133.
- Poller, U., Todt, W., Janák, M. & Kohút, M., 1999b: The geodynamic evolution of the Tatra Mountains constrained by new U-Pb single zircon data on orthogneisses, migmatites and granitoids. *Geol. Carpath.*, 50, Spec. Iss., 129–131.
- Poller, U., Janák, M., Kohút, M. & Todt, W., 2000a: Early Variscan magmatism in the Western Carpathians: U-Pb zircon data from granitoids and orthogneisses of the Tatra Mts. (Slovakia). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.)*, 89, 336–349.
- Poller, U., Todt, W., Kohút, M. & Janák, M., 2000b: Geochemical and isotopic characteristics of the granitoids from the Veľká Fatra (W-Carpathians) in combination with U-Pb ion-microprobe and TIMS single zircon dating. *J. Conf. Abs.*, 5, 2, 811.
- Poller, U., Broska, I., Finger, F., Uher, P. & Janák, M., 2000c: Permian age of Gemic granites constrained by single zircon and EMPA monazite dating. *Mineralia Slov.*, 32, 3, 189–190.
- Poller, U., Kohút, M., Todt, W. & Janák, M., 2001: Permian granite magmatism in the Western Carpathians: new U-Pb single zircon grain results on S-type granites and orthogneiss from the Veľká Fatra Mountains. EUG 11, Strasbourg, J. Conf. Abs., 6.
- Pošepný, R., 1893: The genesis of ore deposits. *Trans. Amer. Inst. Min. Engrs.*, 22, 149.
- Putiš, M., Kotov, A. B., Uher, P., Salnikova, E. B. & Korikovsky, S. P., 2000: Triassic age of the Hrončok pre-orogenic A-type granite related to continental rifting: a new result of U-Pb isotope dating (Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 5, 1, 59–66.
- Sasaki, A. & Ishihara, S., 1979: Sulfur isotopic composition of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids in Japan. *Contr. Mineral. Petrology*, 68, 107–115.
- Siegel, K., 1976: The structure of the Low Tatra pluton (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 27, 1, 149–164.
- Skinner, B. J., 1976: A second iron age? *Amer. J. Sci.*, 64, 158–169.
- Slávik, J. et al., 1967: Nerastrné suroviny Slovenska. Bratislava, SVTL, 510.
- Stacey, J. S. & Kramers, J., 1975: Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam)*, 26, 207–221.
- Stampfli, G. M., 1996: The Intra-Alpine terrain: A Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. *Eclogae geol. Helv.*, 89, 13–42.
- Stille, H., 1924: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, 1–443.
- Streckeisen, A., 1976: To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev. (Amsterdam)*, 12, 1–33.
- Ščerbák, N. P., Cambel, B., Bartnický, E. N. & Stepanyuk, L. M., 1990: U-Pb age of granitoid rock from the Dubná skala – Malá Fatra Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 41, 407–414.
- Ščerbák, N. P., Bartnický, E. N., Mickevich, N. Y., Stepanyuk, L. M., Cambel, B. & Grecula, P., 1988: U-Pb radiometric zircon age determination from the Modra granodiorite of the Malé Karpaty Mts. and a porphyroid of the Lower Paleozoic of the Spišsko-gemerské rudoohorie Mts. (Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 427–436. (in Russian)
- Uher, P. & Broska, I., 1996: Post-orogenic Permian granitic rocks in the Western Carpathian – Pannonian area: geochemistry, mineralogy and evolution. *Geol. Carpath.*, 47, 311–321.
- Uher, P. & Gregor, T., 1992: Turčočký granit – produkt postorogenného magmatizmu A-typu? *Mineralia Slov.*, 24, 301–304.
- Uher, P. & Pushkarev, Yu., 1994: Granitic pebbles of the Cretaceous flysch of the Pieniny Klippen belt, Western Carpathians: U/Pb zircon ages. *Geol. Carpath.*, 45, 375–378.
- Vilinovičová, L., 1990: Petrogenesis of gneisses and granitoids from the Strážovské vrchy Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 41, 4, 335–376.
- von Blankenburg, F. & Davies, J. W., 1995: Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14, 1, 120–131.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1996: Terranes of Western Carpathians – North Pannonian Domain. *Slov. Geol. Mag.*, 1/96, 65–85.
- Zoubek, V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. *Věst. St. geol. Úst.*, 12, 207–227.
- Zoubek, V., 1950: Zpráva o přehledném mapování na listu generální mapy Banská Bystrica. *Věst. St. geol. Úst.*, 25, 230–232.
- Zoubek, V., 1951: Zpráva o geologickém výzkumu jižního svahu Nízkých Tater medzi Bystrou a Jasenskou dolinou. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 26, 162–166.
- Zoubek, V. & Kubíny, D., 1956: Predbežná zpráva o prehľadnom výskume západnej časti nízkotatranského jadra. *Geol. Práce. Spr.*, 9, 107–109.

## The Hercynian granitic rocks – A possible source of the Western Carpathians crystalline basement metallogeny

Although mining historically has long traditions on Slovak territory and relationship of ore occurrences to magmatic (volcanic) activity is known since the end of 19th century (Pošepný, 1893), a study summarizing role of the Hercynian granitic magmatism to the Western Carpathians Crystalline Basement (WCCB) metallogeny is lacking. The Slovakia as a part of former Austrian-Hungarian Empire was an important producer of copper, gold, silver, and antimony during medieval epoch.

The intensive field study of the WCCB granitic rocks started after the First World War by Czech geologists (Koutek, 1931; Zoubek, 1936) and was focused rather on petrography and geological setting than on its economic importance. Nowadays, were published new geological maps in scale of 1 : 50 000 from almost all granitic massifs within the WCCB. However, a complex research is lacking from structural, geochemical, petrological point of view and metallogeny from various granite-related ore-bearing deposits and occurrences, only independent studies were done. Isotope dating of the WCCB granite rocks has started already by Kantor (1957, 1959) using K/Ar method on micas. Later followed by Rb/Sr whole rocks isochron dating and finished by U-Pb dating using cathodoluminescence controlled single-grain (CLC) method by TIMS, as well as Ion-Microprobe (Poller et al., 2000a) on zircons and monazites at present. A review of relevant datings of the Hercynian granitic rocks in the Western Carpathians is given in Tab. 1. There exists a long lasting problem with direct exact dating of mineralization processes in the frame of WCCB. Since, Kantor and Rybár (1964) and Kantor et al. (1968) determined lead isotopes in galenas from several WCCB deposits, showing a similarity to isotope composition of ore-lead from the Hercynian deposits of Germany and England. Albeit, authors treated data on ore mineralization with Holmes-Houtermans isochron diagram, in which majority of samples fall within 245 Ma and 135 Ma isochrones, it was inferred that parts of the WCCB ore occurrences are older than Mesozoic in age. The base metals hydrothermal deposit relationship to the Hercynian magmatism of the WCCB was suggested by Černýšev et al. (1984) on the basis of Stacey and Kramers (1975) model ages. Because of potential older common Pb component incorporation to the Pb-Pb system, mineralization could not be dated directly by this system, what is indicated by data plot above the Stacey and Kramers curve (Poller, personal comm.). A review of relevant Pb-Pb isotope data from galenas of the WCCB is given in Fig. 1. However, majority of samples lies over Stacey and Kramers (1975) evolution line indicating thus a mixture of an old and younger lead, rather connected with younger than the Paleozoic origin of these deposits, indeed J-anomaly cannot be omitted. There is absolute absence of any modern dating of ore minerals by Sm/Nd, Os/Re and/or U-Pb methods in the WCCB. The only indirect dating indicated remobilization of scheelite–gold mineralization before 305 Ma was done by K/Ar method from biotite salband in the deposit Jasenie (Molák et al., 1989).

The metallogenic evolution of the WCCB is connected with genesis of its crust during three Wilson cycles over the whole Phanerozoic era. The principal Hercynian cycle immediately succeeding the Cadomian cycle, was subsequently followed by the Alpine cycle. Geological evolution of the

WCCB is comparable to geodynamic evolution of the Western, and Central European stable Hercynides e. g. Iberian massif, Massif Central, Bohemian massif. The Hercynian orogen is now related to continent-continent collision processes (Matte, 1986, 1991; Burg et al., 1989; Franke, 1992; Franke et al., 1995) and major strike-slip faults Badham (1982). Similar evolution is suggested for crystalline basement of the Alpine-Carpathian realm (Neubauer and von Raumer, 1993; Stampfli, 1996; Bezák et al., 1997; Plašienka et al., 1997; Petrík and Kohút, 1997). The collision of two major continental plates – Gondwana and Baltica (Laurasia), involving the closure of oceanic domains and the collision of minor continental fragments evolved from the disruption of the northern margin of Gondwana (Franke, 1992). The Paleozoic history of the WCCB in agreement to other stable European areas is divided into three geodynamic stages:

A) Eo-Hercynian stage (Cambrian – Silurian) evolution started on young continental crust, formed at the end of the Cadomian orogeny (Pin, 1990), with rifting events leading to generation of small oceanic basins connected with bimodal magmatism. These basins were subsequently swallowed and amalgamated due to subduction. It is suggested that the leptyno-amphibolite complex (LAC) with remnants of eclogites originated during this stage in the WCCB (Hovorka et al., 1994, 1997).

B) Meso-Hercynian stage (Devonian – Lower Carboniferous) is characterized by proper collisional processes connected with the formation of crustal-scale nappe structures and generation of collision-related felsic magmatism. The small sedimentary pull-apart basins linked with volcanism and Lahn-Dill mineralization known in the Central and Western Europe are missing in the WCCB. The felsic – granite magmatism is represented by Older granites with ages 405–380 Ma (Poller et al., 2000) subsequently sheared in orthogneisses, and Younger granites 360–330 Ma old (see Tab. 1 for comparison), however both are peraluminous and S-type.

C) Neo-Hercynian stage (Upper Carboniferous – Permian) is connected with collapse of the collisionally thickened crust. The final collisional shortening was accompanied by lithospheric delamination or detachment of lithospheric root (subducted oceanic lithosphere) from the light continental lithosphere – slab breakoff (von Blanckenburg and Davies, 1995). As a result of the rifting during breakoff, the asthenosphere upwells into a narrow rift, thermal perturbation leads to melting of the metasomatized lithospheric mantle and subsequently were melted I-type granites. Extensional tectonics culminated during Permian with appearance of a Basin and Range type province related to formation of half-grabens associated with small intrusions of subalkaline A/S-type granites and/or explosive volcanism.

The voluminous felsic Hercynian magmatism resulted in formation of four granite types within the WCCB (Petrík and Kohút, 1997). These are Devonian – Older S-type granites (later transformed to orthogneisses), Lower Carboniferous – Younger S-type peraluminous granites, Upper Carboniferous calk-alkaline I-type granites, and Permian post-orogenic subalkaline A/S-type granites. The schematic presentation of relationship among principal granite types in the WCCB is given in Fig. 2. Noteworthy, from structural point of view, was a rapid post-collisional uplift and exhumation, which

caused a deep erosion of majority granite plutons, so that Lower Triassic sedimentation started on denuded granite body. This prevented the preservation of mainly greisen and/or skarn deposits in the WCCB. Relative lack of mineralization, obviously related to the Hercynian granite magmatism, is a general problem not only within the WCCB, and is not merely a result of erosion level, but primarily a result of great depth of emplacement, insufficient heat input and/or missing interaction with metasomatised mantle. Indeed the metallogenetic specialization trends of the different granite types seem to be mainly controlled by protolith composition, fractionation processes and influence of fluids. Mineralization of the Hercynian collision belt is the consequence of the Neo-Hercynian lithospheric delamination process (Marignac and Cuney, 1999). This process triggered by underplating of mantle magma providing thus high heat flux for lower crust melting and devolatilization of granulitized lower crust.

The Hercynian metallogenetic epoch is generally linked with these ore deposits and occurrences within the WCCB: strata-bound Sb, As mineralization of the Malé Karpaty Mts. – Pezinok - Cajla deposit; Mo-mineralization hosted by pegmatite and quartz veinlets in the Nízke Tatry Mts. – Malé Železné and Dúbrava deposit, in the Veporské vrchy Mts. – Pohronská Polhora and Kokava nad Rimavou, and Čahanovce in the Čierna hora Mts. and historical indices in the Západné Tatry Mts.; other Mo occurrences of uncertain genesis are known in the Malé Karpaty Mts. – Kuchyňa, Pezinok-Trojárová and

Modra; U-mineralization hosted by pegmatite in the Nízke Tatry Mts. – Dúbrava, Malé Železné; high temperature Au-W mineralization (gold-quartz-arsenopyrite-scheelite) – Jasenie and Dúbrava deposits in the Nízke Tatry Mts. and Pezinok- Staré mesto in the Malé Karpaty Mts.; medium thermal Cu-mineralization – in Lubietová, Staré Hory and Špania Dolina in the Nízke Tatry Mts.; hydrothermal base metals deposit – Jasenie-Soviansko; medium- to low-temperature Au-Sb mineralization (quartz-gold-stibnite) – Dúbrava, Magurka, Vyšná Boca, Nižná Boca, Medzibrod and Lom in the Nízke Tatry Mts.; base metals with silver – Čavoj and Chvojnica in the Stražovské vrchy Mts.; quartz-Au mineralization – Skýcov in the Tribeč Mts.; Sn-W-Mo and U-REE-Au mineralization Hnilec-Medvedí Potok, Betliar, Čučma in the Gemeric unit. The Permian leucogranites (in the Stražovské vrchy Mts. and the Veľká Fatra Mts.) and volcano-sedimentary complexes carry small occurrences of primary U-mineralization that were remobilized during the Alpine orogeny: Novoveská Huta, Čierny Váh, Kálnica. However, there were not mentioned hydrothermal deposits and occurrences of the siderite-quartz-sulphidic ±barite ±hematite mineralization often hosted in the WCCB where structural criteria (conjunction to Mesozoic rocks), mineral and isotopic criteria suggest rather Alpine age (Chovan et al., 1999). In addition, common remobilization occurred during the Mesozoic period, because of the thermal reactivation mainly linked with the Cainozoic back-arc volcanism during the Alpine orogeny.

# Pohronská Polhora-Krátke, nový ložiskový výskyt Au mineralizácie vo vaporiku

JURAJ KNÉSL a ALŽBETA KNÉSLOVÁ

KKÁ-DSGC – Disseminated Slovak Gold Consulting, Šalgotárjánska 3, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 3. 7. 2001, revidovaná verzia doručená 15. 8. 2001)

## Pohronská Polhora-Krátke, the new occurrence of Au mineralization in Veporicum

The Pohronská Polhora-Krátke gold occurrence has been discovered and explored by the Golden Regent Resources Slovakia company, according to the positive results of previous geochemical survey. The gold mineralization is hosted by the crystalline schists of the Kráľova hoľa complex and it is tightly connected with tectonics. The gold mineralization is present exclusively within the oxidized zone, the thickness of the gold-bearing body varies from about 8 up to about 30 m. The gold mineralization itself is developed at deeply steeping irregular small tectonic fissures and is characterized by intense limonitization and silicification. The extensive drilling exploration programme at locality, however, has been not finished completely, because of the long-term decrease of gold prices. The known part of the gold-bearing structure has capacity about 500 000 t of ore, average gold content is about 2.0 g t<sup>-1</sup>. This newly discovered gold occurrence represents the disseminated-type of gold mineralization (gold-bearing mineralized zone) and can be considered as economically perspective target for further exploration activities.

**Key words:** gold mineralization, gold-bearing body, oxidized zone, drilling exploration programme, disseminated-type, mineralized zone

## Úvod

V uplynulom desaťročí sa na Slovensku overoval rad perspektívnych zlatonosných území. V tomto príspievku informujeme o novoobjavenej Au mineralizácii na lokalite Pohronská Polhora-Krátke v stredoveporickom rudnom rajóne (obr. 1). Prieskumom financovaným zo štátneho rozpočtu (Knésl a Knéslová, 1996) sa na lokalite identifikovala výrazná geochemická anomália Au mineralizácie v pôde a v sutine a nasledujúcimi prácami, ktoré od roku 1995 vykonávala kanadsko-slovenská spoločnosť Golden Regent Resources Slovakia (ďalej GRRS), sa v prieskumnom území Pohronská Polhora-Krátke podarilo vyhľadať zlatonosnú štruktúru možného ekonomickeho významu. Pre prudký a dlhodobý pokles svetovej ceny Au GRRS v roku 1999 práce predčasne skončila. Ich výsledky boli zhodnotené záverečnou správou s výpočtom prognóznych zdrojov Au mineralizácie (Knésl a Knéslová, 2000c).

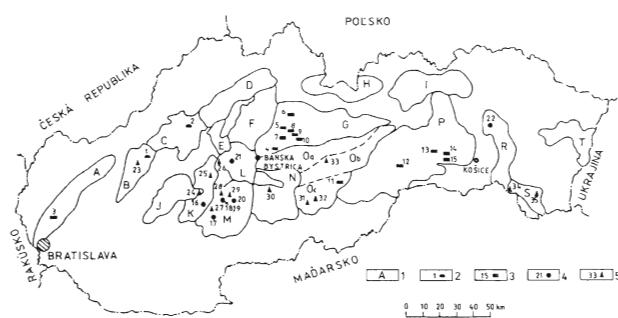
## Metalogenetická charakteristika vaporika

Vaporikum (obr. 2) sa rozkladá na ploche okolo 2600 km<sup>2</sup> a metalogeneticky sa delí na severoveporický, stredoveporický a juhoveporický rudný rajón (Ilavský a Satran, 1980). Tieto rajóny orograficky patria do západnej a strednej časti Slovenského rудohoria a do Kráľovoohorských Tatier. Smerom na Z sa vaporické pásmo ponára pod stredoslovenské neovulkanity a neogénne sedimenty a v jv. pokračovaní ich prekrýva gemeníkum. Alpínskymi tekto-

nickými líniemi sa vaporické pásmo delí na Ľubietovskú, krakovskú, kráľovoohorskú a kohútsku zónu (Zoubek, 1936). Podľa novších názorov (Klinec a Miko, 1987) sa vo vaporiku rozlišuje hronský komplex, budovaný prevažne metamorfítmi krakovského príkrovu, na ktorý je nasunutý kráľovoohorský komplex, tvorený hlavne granitoidmi a migmatitmi. Na styku s gemeníkom v jv. časti je vyvinutý slabo metamorfovaný komplex Hladomornej doliny (Mahel, 1986). Súčasné náhlady na štruktúrno-geologickú stavbu vaporika sú publikované vo Vysvetlivkách ku geologickej mape Slovenského rúdohoria-západná časť (Bezák et al., 1999).

Okrem vaporického kryštalinika vo vaporiku vystupuje i mladšie paleozoikum struženickej jednotky a veľkobockej sekvencie, terciérne sedimenty a neovulkanity. Pozdĺž čertovickej línie na SV je vaporické kryštalinikum nasunuté na tatrikum a na JV je pozdĺž lubenícko-margecianskej línie na vaporikum nasunuté gemeníkum. Vekovo sa vaporické kryštalinikum považuje za staršie paleozoikum. Celé vaporické pásmo dosahuje šírku až 40 km.

Metalogenetické pomery vaporika študoval rad autorov (Šuf, 1938; Polák, 1958; Petro, 1961, 1966, 1976, 1977; Láznická, 1962, 1963; Varček a Regásek, 1962; Kubíny, 1963; Bačsó, 1964; Čillík a Hvožďára, 1979; Hovorka et al., 1980; Burian et al., 1985; Ragan, 1989; Kodéra et al., 1990; Slavkay a Petro, 1993, a i.). I ked' sa tu v minulosti na mnohých miestach fažili rudné suroviny (Fe, Cu, Pb-Zn, Sb a Au-Ag rudy), s výnimkou Cu rúd ložiska Lubietová išlo vždy o časovo i rozsahom obmedzené kutanie a exploataciu, často viac ráz obnovované.



Súčasný rudný potenciál vaporika je predovšetkým v možnom výskytu ekonomickej využiteľnosti Au rúd. Úvahy o potenciálnej prítomnosti platinoidov viažucich sa na ultrabázické horniny v stredoveporickom rudnom rajóne (lokalita Zavarguľa na S od Pohronskej Polhory), resp. v juhoveporickom rajóne (okolie Brezničky) sú iba hypotetickej povahy (Hovorka et al., 1980; Knésl, 2000). Rudné ložiská a výskytu vaporika sú na obr. 2.

### Prehľad súčasných poznatkov o Au mineralizácii vo vaporiku

Základné údaje o plošnej distribúcii Au vo vaporiku priňalo regionálne šlichovanie vodných tokov v rámci úlohy Regionálnej geochémia Západných Karpát (Hvožďára, 1971, 1983, 1985; Hvožďára et al., 1985). Prehľad dovedty známych výskytov a indícií Au mineralizácie vo vaporiku a ich prospečný význam podáva štúdia Slovensko-Au (Knésl et al., 1980). V severoveporickom rudnom rajóne sa Au sporadicky vyskytovalo v kremenneno-sideritových žilách lokality Polomka a Helpa (údajná fáža Au v 16. stor.) a Cu ložiska Lubietová (údaje o výskytu Au sú zo 14. stor.). Zlatinky v šlichoch sa zistili v katastri Bacúcha, Beňuša, Brezna, Brusna, Čierneho Baloga, Ľubietovej, Michalovej, Nemeckej a Polomky. V stredoveporickom rudnom rajóne sa obsah Au uvádzá z Pb-Ag rúd ložiska

**Obr. 1.** Najdôležitejšie ložiská, výskytu a indície Au mineralizácie na Slovensku. 1 – rudné rajóny: A – Malé Karpaty, B – Považský Inovec, C – Suchý – Magura, D – Malá Fatra, E – Žiar, F – Veľká Fatra, H – Vysoké Tatry, I – Levočské vrchy, J – Tribeč, K – Nová Baňa – Klák, L – Kremnické vrchy, M – Štiavnické vrchy, N – Poľana – Javorie, Oa – Veporikum-sever, Ob – Veporikum-stred, Oc – Veporikum-juh, P – Spišsko-gemerské rudoohorie, Gemer – Rimava, Branisko – Čierna hora, Slovenský kras, R – Slanské vrchy, S – Zemplínsky ostrov, T – Vihorlat; 2 – rozsypy: 1 – Zlatníky, 2 – Malinová, 3 – preterciérne žilné typy: 3 – Pezinok – Pernek, 4 – Medzibrod, 5 – Magurka, 6 – Dúbrava, 7 – Jasenie-Kyslá, 8 – Lomnistá, 9 – Dve vody, 10 – Lom, 11 – Hnúšta, 12 – Čučma, 13 – Prakovce-Zimná voda, 14 – Zlatá Idka, 15 – Poproč; 4 – terciérne žilné typy: 16 – Nová Baňa, 17 – Pukanec, 18 – Hodruša-Svetozár, 19 – Hodruša, 20 – Banská Štiavnica, 21 – Kremnica, 22 – Zlatá Baňa, 5 – impregnačné typy: 23 – Panská javorina, 24 – Pila, 25 – Prochot, 26 – Remata, 27 – Rudno – Brehy, 28 – Vyhne, 29 – Sklené Teplice, 30 – Klokoč-Podpolom, 31 – Uderiná, 32 – Cinobaňa – Ozdín, 33 – Pohronská Polhora-Krátke, 34 – Byšta, 35 – Brehov

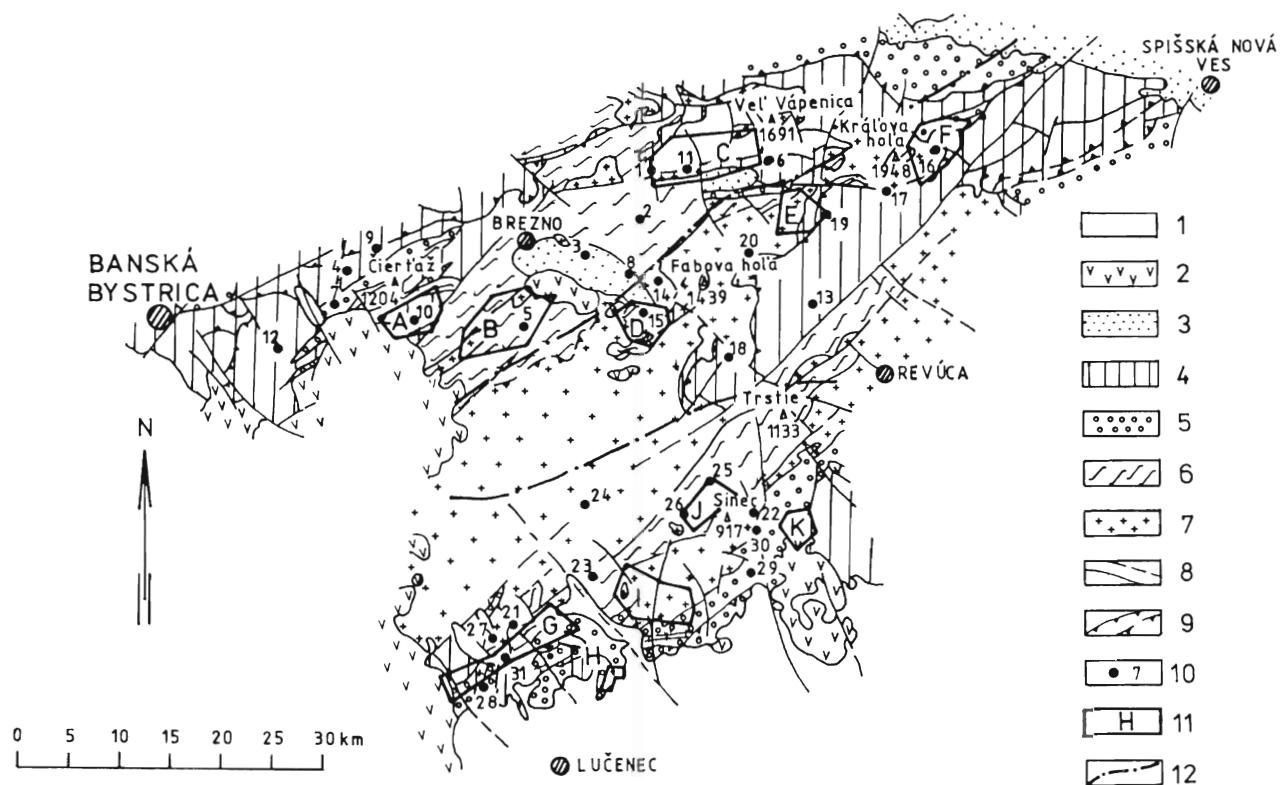
**Fig. 1.** The most important deposits, occurrences and indications of Au mineralization in Slovakia. 1 – ore districts. A – Malé Karpaty, B – Považský Inovec, C – Suchý – Magura, D – Malá Fatra, E – Žiar, F – Veľká Fatra, H – Vysoké Tatry, I – Levočské vrchy, J – Tribeč, K – Nová Baňa – Klák, L – Kremnické vrchy, M – Štiavnické vrchy, N – Poľana – Javorie, Oa – Veporikum-North, Ob – Veporikum-Central, Oc – Veporikum-South, P – Spišsko-gemerské rudoohorie, Gemer – Rimava, Branisko – Čierna hora, Slovenský kras, R – Slanské vrchy, S – Zemplínsky ostrov, T – Vihorlat; 2 – placers: 1 – Zlatníky, 2 – Malinová, 3 – Pretertiary vein-types: 3 – Pezinok – Pernek, 4 – Medzibrod, 5 – Magurka, 6 – Dúbrava, 7 – Jasenie-Kyslá, 8 – Lomnistá, 9 – Dve vody, 10 – Lom, 11 – Hnúšta, 12 – Čučma, 13 – Prakovce-Zimná voda, 14 – Zlatá Idka, 15 – Poproč; 4 – Tertiary vein-types: 16 – Nová Baňa, 17 – Pukanec, 18 – Hodruša-Svetozár, 19 – Hodruša, 20 – Banská Štiavnica, 21 – Kremnica, 22 – Zlatá Baňa, 5 – disseminated-types: 23 – Panská javorina, 24 – Pila, 25 – Prochot, 26 – Remata, 27 – Rudno – Brehy, 28 – Vyhne, 29 – Sklené Teplice, 30 – Klokoč-Podpolom, 31 – Uderiná, 32 – Cinobaňa – Ozdín, 33 – Pohronská Polhora-Krátke, 34 – Byšta, 35 – Brehov

Lívius-Samuel v katastri Vaľkovne (okolo 0,9 g t<sup>-1</sup> Au; Kodéra et al., 1990). V okolí Tisovca sú neveľké stopy po ryžovaní Au v povodí Rimavice. Au v šlichoch sa vyskytuje v katastri obce Muráň, Pohronská Polhora, Tisovec, Vaľkovňa a Závadka. V juhoveporickom rudnom

Tab. 1  
Prognózne plochy výskytov impregnačných typov Au vo vaporiku  
Prognostic areas of occurrences of Au disseminated-types at Veporicum

Plocha	Charakteristika Au mineralizácie	Hodnota
<i>severoveporický RR:</i> Jamešná-Osrblie Čierny Balog Helpa – Bacúch	carlinský typ v silicifikovaných dolomitoch v priestorovej blízkosti neovulkanitov Poľany porfírový typ v alpínskych (?) granitech, mineralizované zóny v kryštaliniku mineralizované zóny v kryštaliniku	B B B
<i>stredoveporický RR:</i> Pohronská Polhora Pohorelá-Strundžaník Telgárt – Vernár	carlinský typ v obalovom mezozoiku, mineralizované zóny v kráľovoheľskom kryštaliniku carlinský typ v dolomitoch v širšom okolí Pb-Ag ložiska Lívius-Samuel porfírový typ v alpínskych (?) granitech, mineralizované zóny v kryštaliniku	A B C
<i>juhoveporický RR:</i> Cinobaňa Kalinovo – Breznička České Brezovo Kokava – Klenovec Kyjatice-Kadlub	mineralizované zóny v kryštaliniku (v širšom okolí Uderinej a Mladzova) porfírové typy viažuce sa na ultrabázické horniny porfírové typy v alpínskych (?) granitech, mineralizované zóny v kryštaliniku mineralizované zóny v kryštaliniku (indikované starými ryžoviskami) carlinský typ v karbonatickom mezozoiku	A A A A B

(RR – rudný rajón; ore district)



**Obr. 2.** Geologicko-metalogenetická skica veporika. 1 – neogén (sedimenty), 2 – neogén (vulkanity), 3 – paleogén – vrchná krieda, 4 – mezozoikum, 5 – mladšie paleozoikum, 6 – staršie paleozoikum (kryštalinikum), 7 – staršie paleozoikum (granitoidy), 8 – zlomy: zistené, predpokladané, 9 – príkrovové línie a prešmyky: zistené, predpokladané; 10 – ložiská, výskyty a indikcie rudných mineralizácií: 1 – Bacúch, 2 – Beňuš, 3 – Brezno, 4 – Brusno, 5 – Čierny Balog, 6 – Helpa, 7 – Lúbietová, 8 – Michalová, 9 – Nemecká, 10 – Osrblie, 11 – Polomka, 12 – Poníky, 13 – Muráň, 14 – Pohronská Polhora-sever, 15 – Pohronská Polhora-juh, 16 – Pusté Pole, 17 – Šumiac, 18 – Tisovec, 19 – Vaľkovňa, 20 – Závadka, 21 – Cinobaňa, 22 – Hnúšta, 23 – Hradište, 24 – Ipeľský potok, 25 – Klenovec, 26 – Kokava nad Rimavicom, 27 – Lovinobaňa, 28 – Podrečany, 29 – Rimavská Baňa, 30 – Rimavské Brezovo, 31 – Uderiná; 11 – prognózne plochy Au mineralizácie: A – Osrblie-Jamešná, B – Čierny Balog, C – Helpa – Bacúch, D – Pohronská Polhora, E – Pohorelá-Strundžaník, F – Telgárt – Vernár, G – Cinobaňa, H – Kalinovo – Breznička, I – České Brezovo – Selce, J – Kokava nad Rimavicou – Klenovec, K – Kyjatice-Kadlub; 12 – hranice veporických rudných rajónov.

**Fig. 2.** Geological and metallogenetical sketch map of Veporicum. 1 – Neogene (sediments), 2 – Neogene (volcanics), 3 – Paleogene – Upper Cretaceous, 4 – Mesozoic, 5 – Upper Paleozoic, 6 – Lower Paleozoic (crystalline complex), 7 – Lower Paleozoic (granitoids). 8 – faults: verified, supposed, 9 – overfault lines: verified, supposed; 10 – deposits, occurrences and indications of ore mineralizations. 1 – Bacúch, 2 – Beňuš, 3 – Brezno, 4 – Brusno, 5 – Čierny Balog, 6 – Helpa, 7 – Lúbietová, 8 – Michalová, 9 – Nemecká, 10 – Osrblie, 11 – Polomka, 12 – Poníky, 13 – Muráň, 14 – Pohronská Polhora-sever, 15 – Pohronská Polhora-juh, 16 – Pusté Pole, 17 – Šumiac, 18 – Tisovec, 19 – Vaľkovňa, 20 – Závadka, 21 – Cinobaňa, 22 – Hnúšta, 23 – Hradište, 24 – Ipeľský potok, 25 – Klenovec, 26 – Kokava nad Rimavicom, 27 – Lovinobaňa, 28 – Podrečany, 29 – Rimavská Baňa, 30 – Rimavské Brezovo, 31 – Uderiná; 11 – Au prognostic areas: A – Osrblie-Jamešná, B – Čierny Balog, C – Helpa – Bacúch, D – Pohronská Polhora, E – Pohorelá-Strundžaník, F – Telgárt – Vernár, G – Cinobaňa, H – Kalinovo – Breznička, I – České Brezovo – Selce, J – Kokava nad Rimavicou – Klenovec, K – Kyjatice-Kadlub; 12 – boundaries of Veporic ore districts.

rajóne sa Au vyskytovalo hlavne v žilách v okolí Hnúšte (Ostrá, Mútik a Samo) a Klenovca, sporadicky aj v žilách v okolí Cinobane, Hradišta, Ipeľského potoka, Podrečian, Rimavského Brezova a Brezničky (hlavne v súvislosti s Cu mineralizáciou). Z druhej polovice 16. stor. sa uvádzajú získavanie Au z ložiskových výskytov Cu-Fe rúd v širšom okolí Lovinobane a Cinobane (Žilák, 1999). Staré ryžoviská Au sú v okolí Kokavy nad Rimavicou, Rimavskej Bane a Podrečian. Au v šílchoch sa zistilo v katastri Cinobane, Hnúšte, Hradišta, Hriňovej, Klenovca, Kokavy nad Rimavicou, Lovinobane a Uderinej.

Začiatkom 90. rokov 20. stor. sa sledovali možnosti výskytu impregnačných typov Au mineralizácie na celom Slovensku (Knésl a Knéslová, 1993, 1995). Vo veporiku sa konštatuje možná prítomnosť carlinských typov Au,

hlavne v karbonatických horninach obalového a príkrovového mezozoika, ako aj porfyrívych typov v prostredí intruzívnych hornín a zlatonosných mineralizovaných zón v kryštaliniku blízko štruktúrne významných tektonických pásiem. Vo veporiku sa vymedzilo 11 prognóznych plôch s možným výskytom impregnačných typov Au (tab. 1, obr. 2) a podľa prospečnej hodnoty sa rozdelenili na plochy prvoradého (A), druhoradého (B) a tretoradého (C) významu.

Po roku 1990 vo veporiku prebiehal rad prieskumných akcií hradených zo štátneho rozpočtu zameraných na vyhľadávanie Au, resp. Au-Ag mineralizácie, a to Kociha – Selce (Kusein et al., 1993), Uderiná (Maťová et al., 1994), Mladzovo (Maťová et al., 1995), Pohronská Polhora – Tisovec (Knésl a Knéslová, 1996), Rimavská

Baňa (Petro et al., 1996), České Brezovo (Kusein, 2000), Zlato v Kráľovohorských Tatrách (Petro et al., 2000).

Väčšinou v nadväznosti na uvedené akcie sa vo vaporiku plnil rad rekognoskačných a prieskumných úloh financovaných zahraničným kapitálom. Spočiatku to boli rekognoskačné práce britsko-fínskej spoločnosti Placer Outukumpu v juhoveporickom rudnom rajóne (Csongrádi, 1993), neskôr viac úloh finančovaných kanadským kapitálom (Eco Trends Consulting, Geo Technic Consulting, Golden Regent Resources Slovakia; McDougall, 1994; Knésl a Knéslová, 2000a, b). V ich rámci sa vyhľadávalo Au v prieskumnom území Breznička, Cinobaňa – Ozdín, Čierny Balog, Osrblie–Jamešná, Pohronská Polhora a Uderiná. Rozsiahly prieskum v prieskumnom území Uderiná (Mato a Maťová, 1993; Knésl a Knéslová, 2000b) sa napriek pôvodnému optimizmu skončil s negatívnym výsledkom, lebo sa ukázalo, že pripovrchové sekundárne obohatené koncentrácie Au sú veľmi malé a distribúcia vyššieho obsahu Au veľmi nerovnomerná. Kombináciou banských prác a podzemných malojadrových vrtov sa predpokladaná prítomnosť strižných zón s ekonomickým obsahom Au nepotvrdila. Obsah Au v priemerných horninách mimo dosahu oxidačných a cementačných procesov je hlboko pod ekonomickými parametrami (Knésl a Knéslová, 2000b). Vyhladávanie Au v ďalších prieskumných územiach sa v rokoch 1997–1998 pre pokles ceny Au predčasne skončilo.

Vaporikum možno z hľadiska výskytu impregnačných typov Au mineralizácie nadalej považovať za perspektívne územie. Napriek doteraz negatívnym, resp. nejednoznačným výsledkom sa to týka hlavne juhoveporického rudného rajónu v blízkosti styčnej zóny vaporika s gemeníkom, kde sú na vznik akumulácií Au popri optimálnych štruktúrno-tektonických podmienkach aj priaznivé litologické predpoklady.

Rad žilných sideritovo-sulfidických mineralizácií prevažne alpínskeho veku, vystupujúcich hlavne v širšom okolí Hnúšte a Lovinobane (obr. 2), bol známy výskytom voľného Au, resp. obsahom Au v sulfidoch. I keď sa tam Au v minulosti nezriedka získavalо ako vedľajší produkt a v niektorých prípadoch (Hnúšta–Ostrá) obsah Au dosahoval ekonomicky aj dnes zaujímavé hodnoty (Horal a Hvoždára, 1999), vždy išlo o malé množstvo. V súčasnosti možno tieto výskytu pokladáť skôr za priame indície výskytu netradičných typov Au, predovšetkým v podobe zlatonosných mineralizovaných zón (Knésl a Knéslová, 1999; Knésl, 2000).

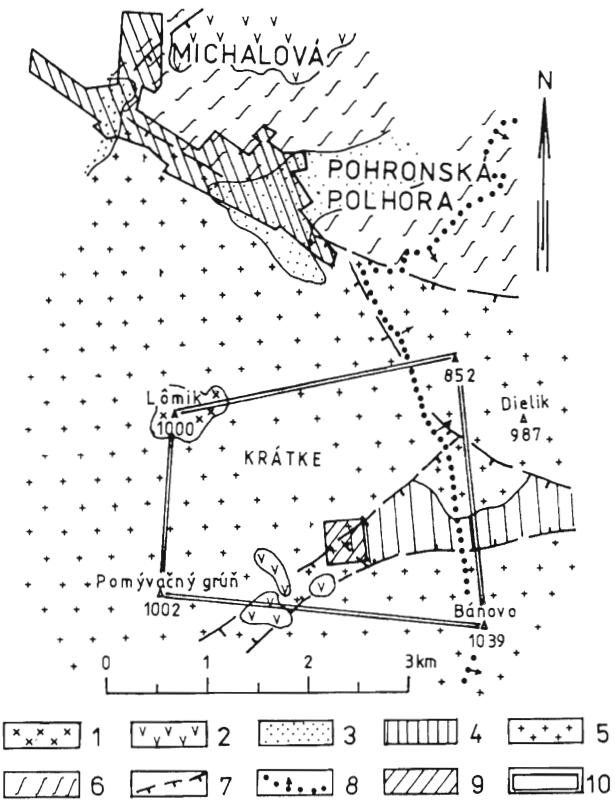
Potenciálnym zdrojom hydrotermálnej činnosti vo vaporiku môžu byť intruzívne telesá vyvretých hornín v podobe neogénnych dioritov (širšie okolie Tisovca) a granitových telies vo veporskom kryštalíniku. Za predpokladu, že niektoré vaporické granitové telesá, hlavne v jv. časti stredoveporického a juhoveporického rudného rajónu, napr. v okolí Sincu, sú alpínskeho, azda až kriedového veku, ich hypotetický metalogenetický vplyv by zahŕňal aj triasové a jurské, pováčsíne karbonatické sedimenty. Tým by sa v týchto častiach vaporika značne zvýšili možné perspektívy Au mineralizácie carlinského typu.

Vaporické rudné rajóny majú priaznivé štruktúrno-tektonické podmienky na cirkuláciu zlatonosných roztokov. Hlavným tektonickým smerom je SV – JZ (obr. 2), pričom treba predpokladať, že vlastnými rudolokalizujúcimi štruktúrami sú tu tektonické línie nižších radov, ktoré sú orientované priečne a diagonálne. Z hľadiska alteračných procesov možno za pozitívne kritériá výskytu Au považovať prejavy pyritizácie, silicifikácie, kaolinizácie a chloritizácie. V dosahu oxidačného pásma indikuje prítomnosť Au hematitizácia, a najmä limonitizácia. Regionálne geofyzikálne údaje – v súlade s poznatkami o geologicko-štruktúrnych podmienkach – poukazujú vo vaporiku na prítomnosť hlbinných intruzívnych telies (Šefara et al., 1987). Osobitne zaujímavé sú výsledky regionálnej magnetometrie v priestore Hradisko – Rimavská Píla, ktoré indikujú výskyt skrytých magmatických telies smeru SV–JZ. Z geochemických príznakov sú možné akumulácie Au indikované početnými výskytmi zlatiniek v šličových vzorkách v celom vaporiku, osobitne v juhoveporickom rudnom rajóne (Hvoždára, 1971, 1983; Hvoždára et al., 1985). Rad spoľahlivých poznatkov o Au mineralizácii vaporika uvádzajú i ďalšie práce (Böhmer a Knésl, 1985; Krčmář, 1991; Hvoždára a Pouba, 1998; Hvoždára, 1999; Knésl ml., 1999; Kyselica a Hvoždára, 1999; Petro et al., 1999).

### Ložiskový výskyt Au Pohronská Polhora-Krátke

Prieskumné územie Pohronská Polhora-Krátke (obr. 1 a 3) leží vo východnej časti Banskoobruckého kraja, v okrese Brezno, v katastri Pohronskej Polhory a Čierneho Baloga (mapový list 1 : 50 000 36-24 – Pohronská Polhora) a metalogeneticky je súčasťou stredoveporického rudného rajónu. Podnetom na vyhľadávanie Au tu boli výsledky regionálneho šlichovania v rámci úlohy Regionálna geochémia Západných Karpát (Hvoždára, 1983; Hvoždára et al., 1985). V stredoveporickom rudnom rajóne sa lokalizovalo 14 anomálnych oblastí rudných mineralizácií a v 12 z nich sa našlo aj Au. Pri plnení úlohy Pohronská Polhora – Tisovec (Knésl a Knéslová, 1996) sa po prehodnotení výsledkov prieskum sústredil na tri anomálne oblasti (širšie okolie Slávče na SZ od Tisovca, výskytu ultramafitov na S od Pohronskej Polhory a na priestor na J od Pohronskej Polhory s výraznou anomaliou Au v okolí potoka Svetlá).

Kým výsledky z okolia Slávče a na S od Pohronskej Polhory boli zhodnotené ako negatívne, prácami v oblasti na J od Pohronskej Polhory v širšom okolí osady Krátke (geologické mapovanie v mierke 1 : 10 000, zahustenie odberu šličov, odber ūlovitých frakcií sedimentov s analytickým stanovením obsahu Au, pôdná metalometria, horninová litogeochémia, plynké geochemické vrty, kopné práce, orientačné geofyzikálne merania) sa identifikovala výrazná pôdna a sutinová anomália Au mineralizácie. V takomto štádiu prejavila o prieskumné územie Pohronská Polhora-Krátke záujem spoločnosť GRRS, preto sa práce finančované zo štátneho rozpočtu prerušili, zhodnotili záverečnou správou (Knésl a Knéslová, 1996) a rozehodnutím MŽP SR bolo prieskumné územie s účinnosťou od 3. júla 1995 pridelené zahraničnému investorovi.



**Obr. 3.** Geologická mapa prieskumného územia Pohronská Polhora-Krátke. 1 – diority (neogén?), 2 – andezity, andezitové vulkanoklastiká (neogén), 3 – zlepence, pieskovce, vápnité ílovce (paleogén), 4 – kremence s vložkami bridlíc, vápence, dolomity – sedimentárny obal kráľovoľoškého kryštalinika (trias – perm?), 5 – ruly, migmatity, granitoidy – kráľovoľošké kryštalinikum veporika (staršie paleozoikum), 6 – fylity, svory, ruly, granitoidy – kraklovské kryštalinikum veporika (staršie paleozoikum), 7 – zlomy, 8 – ohranenie národného parku Muránska planina, 9 – priestor prieskumných prác, 10 – hranice prieskumného územia Pohronská Polhora-Krátke.

**Fig. 3.** Geological map of Pohronská Polhora-Krátke exploration area. 1 – diorites (Neogene?), 2 – andesites and their volcanoclastics (Neogene), 3 – conglomerates, sandstones, calcareous mudstones (Paleogene), 4 – quartzites with intercalations of shales, lime-stones, dolomites – sedimentary cover of Kráľova hoľa complex (Triassic – Permian?), 5 – gneisses, migmatites, granitoids – Kráľova hoľa crystalline complex (Lower Paleozoic), 6 – phyllites, svory, ruly, micashists, gneisses, granitoids – Kraklová crystalline complex (Lower Paleozoic), 7 – faults, 8 – boundaries of Muránska planina National park, 9 – area of exploration, 10 – boundaries of Pohronská Polhora-Krátke licence area.

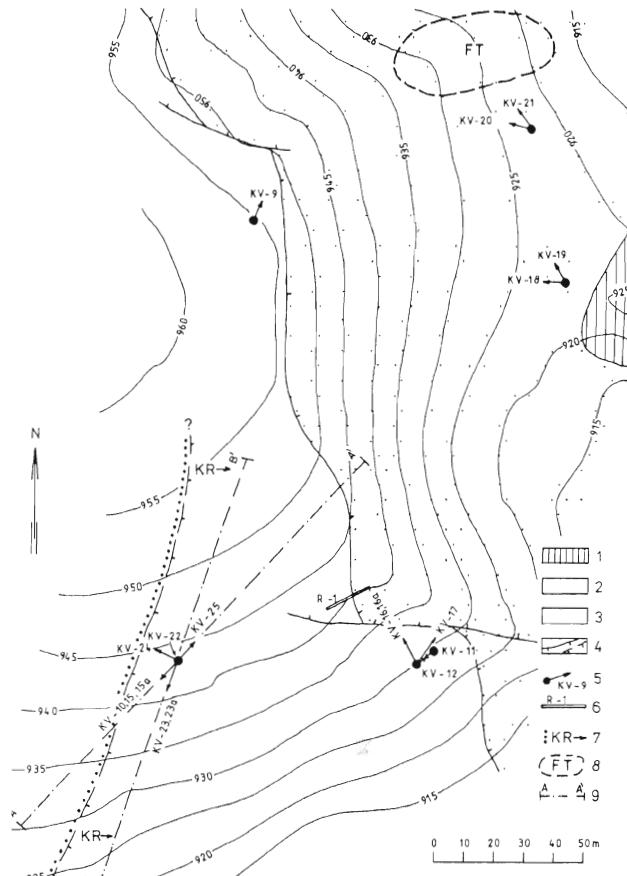
Práce GRRS bezprostredne nadväzujúce na výsledky predchádzajúcej úlohy v prieskumnom území prebiehali od augusta 1995 do konca roku 1998, ale ich pôvodne plánovaná 2. etapa v rokoch 1999–2000 sa nerealizovala (príčinou poprie pokles ceny Au bol i tzv. busangský škandál). Predčasne skončené práce sa zhodnotili záverečnou správou s výpočtom prognóznych zdrojov Au v kategórii P-1 (Knésl a Knéslová, 2000c). Hlavným cieľom práv GRRS bolo:

– vyhľadať primárnu Au mineralizáciu indikovanú v prieskumnom území výraznými pôdnymi a horninovými anomáliami Au,

– zistíť približný rozsah a kvalitu vyhľadanej primárnej Au mineralizácie,

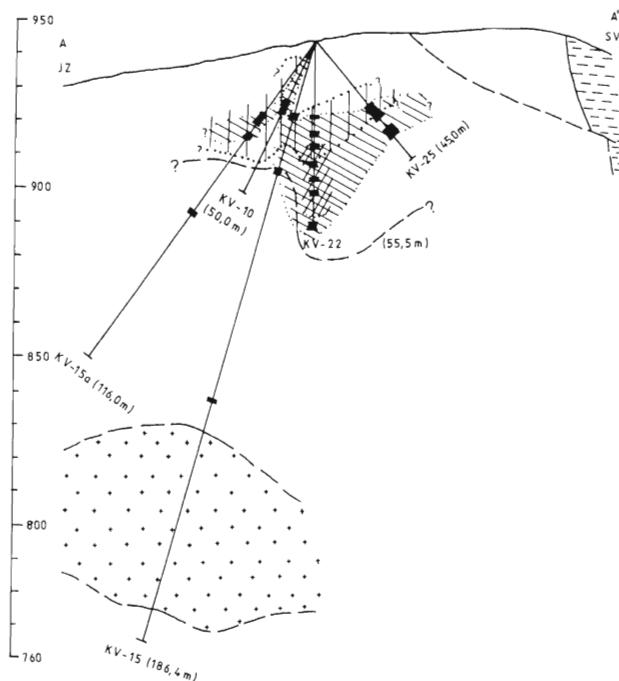
– vyhľadať analogické geochemické anomálie Au v ďalších častiach prieskumného územia a kvalitatívne a kvantitatívne ich zhodnotiť (2. etapa prác).

Práce sa sústredili do lokality Krátke, ktorá je približne v strede južnej časti prieskumného územia (obr. 3). Vŕtmi odvŕtanými v druhej polovici roka 1995 (plytký vŕt KV-1 až KV-14, spolu 554,4 m), doplnkovými geochemickými prácami (obsah Au v sutine) a podrobnejším geologickej mapovaním lokality v mierke 1 : 1000 sa zistilo, že sa primárna Au mineralizácia neviaže priamo na tektonický styk kryštalinika so sedimentárnym obalom, ako sa pôvodne predpokladalo. Primárnu Au mineralizáciu prvýkrát zachytil vŕt KV-10 (obr. 4). Kopnými prácami (spolu 6 rýh s kubatúrou 296 m<sup>3</sup>) ani orientačným magnetometric-



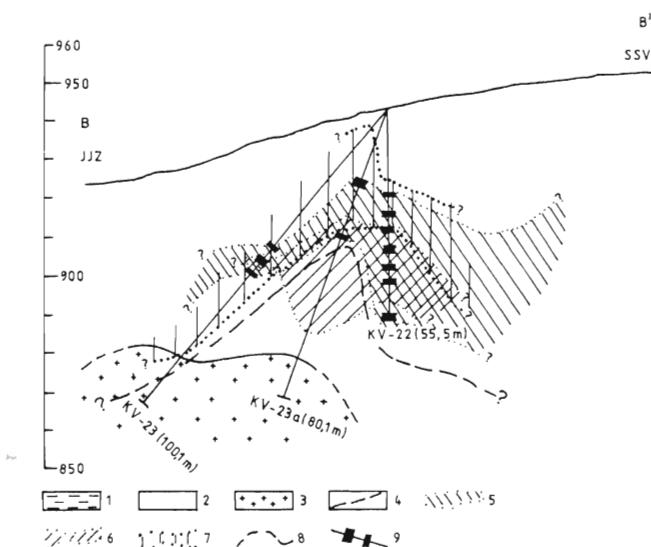
**Obr. 4.** Geologická mapa Au štruktúry Krátke. 1 – limestones, dolomites – sedimentary cover (Triassic), 2 – quartzites, shales – sedimentary cover (Lower Triassic – Permian?), 3 – gneisses migmatites, granitoids – Kráľova hoľa crystalline complex (Lower Paleozoic), 4 – faults: verified, supposed, 5 – boreholes, 6 – trenches, 7 – known extension of Krátke Au structure, 8 – FT Au anomalies, 9 – lines of cross-sections.

**Fig. 4.** Geological map of Krátke Au structure. 1 – limestones, dolomites – sedimentary cover (Triassic), 2 – quartzites, shales – sedimentary cover (Lower Triassic – Permian?), 3 – gneisses migmatites, granitoids – Kráľova hoľa crystalline complex (Lower Paleozoic), 4 – faults: verified, supposed, 5 – boreholes, 6 – trenches, 7 – known extension of Krátke Au structure, 8 – FT Au anomalies, 9 – lines of cross-sections.



Obr. 5. Schematický rez A-A' zlatonosnou štruktúrou Krátke (vysvetlivky totožné s obr. 6).

Fig. 5. Sketch cross-section A-A' through Krátke gold-bearing structure (explanations identical with Fig. 6).



Obr. 6. Schematický rez B-B' zlatonosnou štruktúrou Krátke. 1 – kremence, bridlice (sedimentárny obal), 2 – ruly, migmatity (kráľovo-hoľský komplex), 3 – granitoidy (kráľovo-hoľský komplex), 4 – tektonika, 5 – ohrazenie rozsahu zlatonosného telesa, 6 – ohrazenie rozsahu pyritizácie, 7 – ohrazenie rozsahu intenzívnej limonitizácie, 8 – spodná úroveň oxidačnej zóny, 9 – obsah Au nad 0,4 g t<sup>-1</sup>

Fig. 6. Sketch cross-section B-B' through Krátke gold-bearing structure. 1 – quartzites, shales (sedimentary cover), 2 – gneisses, migmatites (Kráľova hoľa crystalline complex), 3 – granitoids (Kráľova hoľa crystalline complex), 4 – tectonics, 5 – limitation of extension of gold-bearing body, 6 – limitation of extension of pyritization, 7 – limitation of extension of intense limonitization, 8 – bottom of oxidized zone, 9 – Au content over 0.4 g t<sup>-1</sup>

kým meraním (Lanc et al., 1995) sa nezistili súvislejšie koncentrácie úplne limonitizovaných hornín s vysokým obsahom Au v pripovrchových častiach anomália. V zhode s poznatkami z podrobného geologického mapovania a geochemických prác sa konštatovalo, že sa úplne limonitizované zlatonosné horniny vyskytujú iba v sutine nad kráľovo-hoľským kryštalínikom a ich distribúcia v podobe úlomkov je krajne nerovnomerná, bez akýchkoľvek zákonitostí.

Ložiskovými vrtmi v rokoch 1996–1997 (KV-15 až KV-25, spolu 1308,9 m) sa zistila Au mineralizácia v tektonicky porušených horninách kráľovo-hoľského kryštalínika, a to takmer výlučne v oxidačnej zóne. Konštatovala sa zložitá konfigurácia zlatonosného telesa (obr. 5 a 6) a úzka priestorová väzba mineralizácie na produkty tektonických procesov v podobe mylonitizovaných a sekundárne alterovaných podružných zón a trhlín. Geochemickým vzorkovaním hornín sa súčasne zistila výrazná povrchová Au anomália v intenzívne limonitizovaných spodnotriásových kremencových telesách obalového mezozoika (anomália FT, obr. 4).

### Charakteristika Au mineralizácie

Sledované prieskumné územie (obr. 3) budujú prevažne horniny kráľovo-hoľského komplexu. Zastupujú ich jednak granitové telesá vystupujúce hlavne v strednej časti prieskumného územia, jednak čiastočne usmernené horniny charakteru rúl a migmatitov, z ktorých by niektoré azda mohli odpovedať hybridným granitoidom. Vrty ukázali, že medzi typmi hornín kryštalínika je pozvoľný prechod, a preto v tomto štádiu prác ich podrobnejšie rozčleniť spravidla nemožno. Obalová struženica jednotka vystupuje na povrch vo východnej časti prieskumného územia a je vyvinutá v podobe spodnotriásových kremencových a strednotriásových až juruských (?) dolomitových a vápencových telies. Kremencové vrstvy obsahujú početné polohy a vložky bridlíc (tie sa na povrchu nezachovali) a nie je vylúčené, že spodná časť kremencovo-bridličnatého súvrstvia, charakteristická slabou metamorfózou, je perm-ského veku. Hlavne v južnej časti prieskumného územia sa nachádzajú aj drobné relikty neogénnych andezitových vulkanoklastík, priestorovo azda súvisiacich s andezitovým komplexom v okolí Klenovského Vepla na JJZ od prieskumného územia. Osobitné a štruktúrne i stratigraficky nejasné postavenie majú tmavé horniny dioritového charakteru. Vyskytujú sa v úlomkovitej elúviu v okolí kóty Lômek (1000 m) na sz. okraji prieskumného územia a za predpokladu, že vekovo odpovedajú tertiérnym dioritom na SZ od Tisovca, by mohli mať dôležité metalogenetické postavenie.

Au mineralizáciu indikoval vysoký počet zlatiniek v šliscoch potoka Svetlá v blízkosti prieskumného územia (lavý prítok Rohoznej; Hvoždára, 1983), výrazná pôdná anomália Au (obsah Au v pôde od 0,3 do 0,9 g t<sup>-1</sup>) v blízkosti tektonického rozhrania kráľovo-hoľského kryštalínika a jeho sedimentárneho obalu a výskyt úplne limonitizovaných hornín s obsahom nad 1 g t<sup>-1</sup> Au v sutine v blízkosti pôdnej anomálie (Knésl a Knéslová, 1996). Pôvodný

názor, že anomália indikuje carlinský typ Au mineralizácie v karbonatických sedimentoch obalu (Knésl a Knéšlová, 1993), sa nepotvrdil. Už v počiatocnej fáze prác GRRS (geomagnetické meranie, kopné práce, plynké vrty) sa zistilo, že výskyt zlatonosných úlomkov úplne limonitizovaných hornín v sutine sa sice priestorovo viaže na bezprostredné podložie poklesu oddelujúceho kryštalinikum od jeho sedimentárneho obalu, ale výsledky prác zároveň ukázali, že výskyt a distribúcia úlomkov s vysokým obsahom Au (úlomky veľké až niekoľko dm<sup>3</sup>, obsah Au až do 150 g t<sup>-1</sup>) je veľmi náhodný, bez akýchkoľvek zákonitosťí, pričom ich podiel v sutinovom materiáli je nepatrny (výrazne pod 1 %).

Zlatonosnú štruktúru Krátke (obr. 4 až 6) zistili vrty KV-10 a KV-13 a potom overili vrty KV-15, KV-15a a KV-22 až KV-25. Budujú ju výhradne horniny kráľovo-holinského komplexu, ktoré tvoria rulové telesá s pozvoľným prechodom – hlavne v hlbších častiach štruktúry – do granitoidov a migmatitov. Au mineralizácia ekonomických parametrov sa vyvinula iba v dosahu exogénnych procesov. Rozsah oxidačnej zóny je veľmi variabilný (od 10 až do 100 m od povrchu) a závisí od hustoty a povahy tektonických fenoménov (zlomy, pukliny a trhliny), pozdĺž ktorých mohla atmosférická voda prenikať do väčšej hlbky. Západný okraj štruktúry determinuje podružná strmo sklonená poklesová línia smeru S–J so sklonom na V. Jej smerné pokračovanie smerom na S a J nie je doteraz známe. Doriešené nie je ani východné skončenie štruktúry, kde sa mineralizácia vyskytuje v podloží poklesu oddelujúceho kryštalinikum od sedimentárneho obalu (pokles smeru SZ–JV so sklonom 40–60° na SV).

Hrubka zlatonosného telesa vo vnútri oxidačnej zóny kolíše približne od 8 do 30 m a zlatonosné teleso je v hlbke od 5 do 56 m pod povrchom. Au sa v ňom viaže na strmo sklonené podružné mylonitizované trhliny v šesmernej orientácii, ktoré sú intenzívne limonitizované a hydrotermálne alterované (pyritizácia, silicifikácia, kaolinizácia, steatitizácia a chloritizácia). Hustota a priestorová orientácia mylonitizovaných puklín s Au mineralizáciou sú veľmi premenlivé. Projektované vrty, ktorými sa mal overiť smerný rozsah a východné ohraničenie štruktúry, sa už neuskutočnili.

V štruktúre sa zistili dva nasledujúce typy Au mineralizácie, ale praktický význam má iba prvý:

1. Impregnačný typ *in situ*. Viaže sa na vedľajšie mylonitizované pukliny a trhliny v oxidačnej zóne a je preň charakteristická intenzívna limonitizácia a alterácia rudosnosného prostredia, hlavne pyritizácia a silicifikácia. Má veľmi variabilnú kovnatost, a to od 0,1 až po 40 g t<sup>-1</sup> Au.

2. Tzv. gosanový typ. Vyskytuje sa iba v podobe sporadickej úlomkov a menších balvanov v sutine nad kryštalinikom a je preň typický extrémne vysoký obsah Au (až do 150 g t<sup>-1</sup>). Zrejme predstavuje deštruhované a pre-miestnené relikty produktov sekundárneho obohatenia Au mineralizácie, pôvodne vyvinuté na rozhraní exogénneho a endogénneho prostredia v cementačnej zóne.

Geochemickým vzorkovaním hornín sedimentárneho obalu sa zistila Au mineralizácia v silne limonitizovanom a sekundárne silicifikovanom kremenci (anomália FT, obr. 4).

Kovnatost štyroch vzoriek s hmotnosťou á 2,5 kg, odobratých z ručných odkopov, bola od 0,86 do 12,5 g t<sup>-1</sup> Au, s priemerom 3,96 g t<sup>-1</sup> Au. Podvŕtaním tejto výraznej povrchovej anomálie sa v hlbke okolo 50 m (už mimo dosahu oxidačnej zóny) zistila kovnatost okolo 0,5 g t<sup>-1</sup> Au (vrty KV-20 a KV-21, obr. 4). Ďalšie práce v priestore tejto prospejkene zaujímavej anomálie sa už neuskutočnili.

Spôsob výstupu Au vo vzorkách z vrty KV-10 (vrtné jadro) a KV-11 až KV-12 (vyseparované minerály z vrtnej drviny) študoval Maťo a Križáni (1995). Zistili, že vzorky obsahujú Au extrémne vysokej rýdzosti (vo vyseparovaných zlatinkách sa analyticky nezistil izomorfny obsah iných prvkov). Au v podobe kompaktných až pôrovitých zlatiniek šupinkovitého, hubovitého a machovitého habitu dosahovalo submikroskopickú veľkosť, ale aj niekolko sto mikrónov. Au identifikované v odrazenom svetle v nábrusoch z jadra vrty KV-10 vystupuje v mikroskopických dutinkách a puklinách. Na priereze zlatiniek vidno, že ich obaľuje tenký film oxidov Fe a mikrolity žľových minerálov. V asociácii sprievodných minerálov dominuje mikrokryštalický a amorfny kremeň, ďalej limonit, goethit a žľové minerály, akcesoricky je zastúpený najmä apatit a pyroxény. Zo sulfidov je hojný pyrit, nezriedka i chalkopyrit a v niektorých vzorkach sú bežné aj minerály Ag (argentit, resp. striebronosný tetraedrit). Minerálna asociácia, veľkosť a habitus zlatiniek naznačujú (Maťo a Križáni, 1995), že ide o Au, ktoré pravdepodobne vzniklo remobilizáciou v hypergénnom subaerickom prostredí. I keď sa obsah Ag analyticky zisťoval spolu s Au vo vsetkých odobratých vzorkách, distribúcia Ag mineralizácie sa podrobnejšie neskúmala. Vyšší obsah Ag jednoznačne nekoreluje s obsahom Au, ale v niektorých prípadoch je zaujímavý aj z praktického hľadiska. Najvyšší obsah (232 g t<sup>-1</sup> Ag z vrty KV-21 v úseku 15,8–17,6 m v blízkosti Au anomálie FT) sa viaže na kremenc s polohami slabu metamorfovaných bridlíc sedimentárneho obalu.

Charakter bohatej Au mineralizácie vo vzorkách úplne limonitizovaných hornín zo sutiny zisťoval Knésl ml. (1999) v rámci diplomovej práce. Skúmala sa vzorka VZ-KM-1 a VZ-KM-2 (hmotnosť 4,8 a 2,5 kg) s obsahom 54,4 a 14,6 g t<sup>-1</sup> Au. Obidve vzorky sa podrvili, osieváním sa získali dve frakcie – nad a pod 1 mm, ich šlichovaním ľahké minerály a v nich sa pod binokulárnu lúpu stanovil počet zlatiniek. Vo frakcii nad 1 mm je výrazná disproporcija medzi vysokým obsahom Au a nízkym počtom zlatiniek. Vyplýva z nej, že rozhodujúci obsah Au sa viaže na sprievodné sulfidy (pyrit) a oxidy Fe (goethit a limonit). Vo frakcii pod 1 mm počet identifikovaných zlatiniek ukazuje, že podiel volného Au a Au viažuceho sa na pyrit, resp. goethit a limonit je približne rovnaký.

Zdrojom hydrotermálnych procesov vedúcich k vzniku Au mineralizácie mohli byť dioritové horniny neogénneho (?) veku vystupujúce pri kóte Lômk (obr. 3) na sv. okraji prieskumného územia, ale aj vysoká teplota a tlak vyvolané hercýnskymi alebo alpínskymi metamorfnými procesmi, ba v tomto štadiu poznania nemožno vylúčiť ani ich amagmatický pôvod (Ilchik a Barton, 1997). Prítomnosť úlomkov relokalizovaných úplne limonitizovaných hornín s vysokým obsahom Au poukazuje v tomto

prieskumnom území na možný výskyt prospečne zaujímavých akumulácií Au v endogénnom prostredí, a to v podloží pôvodnej cementačnej zóny, ktorej lokalizáciu nateraz nepoznáme.

### Prognózne zdroje Au štruktúry Pohronská Polhora-Krátke

Výsledky prieskumu umožnili vypočítať prognózne zdroje Au mineralizácie v kategórii P-1. Sú iba v pripovrchovej časti štruktúry, v oxidačnom pásmi. Základné údaje o súhrnej hrúbke a kvalite navŕtanej Au mineralizácie v oxidačnom pásmi štruktúry sú v tab. 2 (minimálna kovnatost okrajovej vzorky je  $0,4 \text{ g}^{-1}$  Au, maximálna hrúbka započítateľnej vložky obsahu pod  $0,4 \text{ g}^{-1}$  Au 2,0 m).

Tab. 2

Základné údaje o navŕtanej Au mineralizácii štruktúry Krátke  
Principal data about drilled Au mineralization of Krátke structure

Vrt č.	Súhrnná hrúbka	Au-gt <sup>-1</sup>	Hĺbkový rozsah	Poznámka
KV-10	4,9 m	1,59	5,0–23,9 m	
KV-15	2,1 m	1,73	23,2–42,0 m	
KV-15a	6,3 m	3,58	27,0–36,0 m	
KV-22	7,7 m	1,94	22,4–55,5 m	
KV-23	3,3 m	3,17	47,6–56,0 m	
KV-23a	2,5 m	1,10	20,2–35,7 m	
KV-25	9,2 m	1,44	25,6–37,0 m	vážený priemer
Spolu:	5,1 m	2,09	5,0–56,0 m	

Pri predpokladanej dĺžke štruktúry 275,0 m, šírke 150,0 m, priemernej pravej hrúbke 5,1 m a objemovej hmotnosti 2,5 štruktúra obsahuje 526 000 t Au rudy, čo pri vypočítanej priemernej kovnatosti  $2,09 \text{ g}^{-1}$  Au predstavuje 1099 kg Au. Vypočítané množstvo kovu sa vykazuje ako prognózny zdroj kategórie P-1 (Knésel a Knéslová, 2000c) a v prieskumnom území tvorí len menšiu časť kapacity vyčíslených, no predchádzajúcimi prácam (Knésel a Knéslová, 1996) presnejšie nelokalizovaných prognóznych zdrojov, a tak celková perspektíva zlatonosnosti prieskumného územia zostáva nadálej otvorená.

Z hľadiska povahy preskúmaností možno konštatovať, že vypočítané prognózne zdroje podstatne prekračujú požiadavky vyhlášky MŽP SR 141 na prognózne zdroje kategórie P-1, ale nezodpovedajú požiadavkám kladeným na geologicke zásoby kategórie Z-3 tej istej vyhlášky (chýbajú základné poznatky o technologickom spracúvaní rudy a neúplne sú aj poznatky o zákonitostiach distribúcie Au mineralizácie vo vnútri ložiskového telesa). Pretože pre malé ložiská impregnačných typov Au rúd je poväčšinou charakteristická zložitá ložisková štruktúra a vysoká variabilita ich rudnej zložky, už na vypočítanie geologickej zásob kategórie Z-3 je nevyhnutná hustá sieť vrtov. Vykazované prognózne zdroje kategórie P-1 ložiskového výskytu Pohronská Polhora-Krátke tak v skutočnosti odpovedajú u nás nekodifikovanej a nepoužívanej kategórii prognóznych zásob, akémus medzistupňu medzi zásobami (*reserves*) a prognóznymi zdrojmi (*resources*).

### Záver

Ložiskový výskyt Pohronská Polhora-Krátke možno zaradiť medzi netradičné typy Au mineralizácie na Slovensku (obr. 1). Najpreskúmanejšie z nich je malé ložisko Podpolom v rudnom rajóne Poľana – Javorie, viažuce sa na centrálnu zónu stratovulkánu Javorie (Štohl et al., 2000), na ktorom sa vykazujú geologicke zásoby kategórie Z-3.

Na výskyne Pohronská Polhora-Krátke sa doteraz nezistoval absolútny vek hornín, neskúmala sa povaha fluidných inkluzií a i poznatky o jeho mineralogických pomeroch sú iba v počiatkoch. Výskyt možno predbežne zaradiť do skupiny impregnačných Au ložísk charakteru mineralizovaných zlatonosných zón v kryštaliniku (Knésel a Knéslová, 1999). Au mineralizácia potenciálneho ekonomickeho významu je vyvinutá iba v oxidačnej zóne. Vzhľadom na povahu mineralizácie možno výskyt zaradiť medzi supergénne ložiská Au (Butt, 1998). Exploatovaným ložiskom (od roku 1989) takéhoto typu je napr. Ngambie v jv. Austrálii (Gao et al., 1995), objavené v roku 1986, ktorého celkové zásoby sú okolo 7 mil. t rudy a priemerný obsah Au  $1,2 \text{ g}^{-1}$ . Taží sa povrchovým lomom a je preň charakteristická intenzívna limonitizácia, výrazná väzba mineralizácie na lokálne tektonické štruktúry a vysoká rýdzosť Au. Na rozdiel od Krátkeho je Au mineralizácia ložiska Ngambie vyvinutá v sedimentárnych horninách.

Záverom si pokladáme za milú povinnosť vyjadriť úprimné podakovanie majiteľom a vedúcim pracovníkom kanadsko-slovenskej spoločnosti Golden Regent Resources Slovakia, osobitne p. Williamovi T. Saltovi a Dušanovi Obernauerovi, ktorí nám láskavo umožnili informácie obsiahnuté v tomto príspevku publikovať.

### Literatúra

- Bacsó, Z.: 1964: Potriasové skarnové ložiská pri Tisovci. *Geol. Práce*, 13–46.
- Bezák, V. et al.: 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudoohoria–západná časť, I – 50 000. Bratislava. GSSR, 178.
- Böhmer, M. & Knésel, J.: 1985: Hlavné metalogenetické typy Au zrudnenia v Západných Karpatoch. In: *Zbor prednášok z odb. seminára o Au, Donovaly*, 11–16.
- Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J. & Tözsér, J.: 1985: Metalogenéza neovulkanítov Slovenska. *Mineralia Slov. – Monogr.*, Bratislava. Alfa, 269.
- Butt, C. R. M.: 1998: Supergene gold deposits in the Yilgarn craton. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17–4, South Perth, 89–96.
- Csongrádi, J.: 1993: Exploration potential of the contact zone between the Southern Veporicum and Gemicicum, Central Slovakia. *Prelim. Rep.*, POE, Budapest, 15.
- Čillik, I. & Hvoždára, P.: 1979: Niektoré otázky geologickej pozície a genézy scheelitu v okolí Čierneho Balogu a v tatroveporidach. *Mineralia Slov.*, 11, 3, 193–204.
- Gao, Z. I. et al.: 1995: Supergene ore and hypogene non-ore mineralization at the Ngambie sediment-hosted gold deposit, Victoria, Australia. *Econ. Geol.*, 90, 6, 1747–1763.
- Horal, M. & Hvoždára, P.: 1999: Zlato v sulfidickej mineralizácii lokality Hnúšta–Ostrá (veporikum). *Mineralia Slov.*, 31, 3–4, 233–238.
- Hovorka, D., Chitrov, V. C. & Bojkovič, I.: 1980: Obsah Pt, Pd, Rh, Ru a Au v niektorých typoch ultramafických hornín Západných Karpát. *Mineralia Slov.*, 12, 3, 267–273.

- Hvoždára, P., 1971: Indicie vysokotermálnych Au a W mineralizácií v tatroveporidách. *Mineralia Slov.*, 3, 11, 255–259.
- Hvoždára, P., 1983: Výsledky súchovej prospekcie v západnej časti Slovenského rudoohoria. [Záverečná správa.] *Manuskript – archív PFUK Bratislava*, 190.
- Hvoždára, P., 1985: Metalogenéza zlata vo veporidách. In: *Zlato v Západných Karpatoch*. Bratislava, GÚDŠ, 75–80.
- Hvoždára, P., 1999: Ryžoviská zlata v Západných Karpatoch. *Mineralia Slov.*, 31, 3–4, 241–248.
- Hvoždára, P., Hurai, V., Linkešová, M. & Kravjanský, G., 1985: Regionálna geochemia ZK (pohorie Slovenské rudoohorie-západná časť). [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*, 259.
- Hvoždára, P. & Pouba, Z., 1998: Zlato v juhozápadnom veporiku. *Mineralia Slov.*, 30, 1, 94–95.
- Hlavský, J. & Satran, V., 1980: Vysvetlivky k metalogenetické mapě Československa I 1:500 000. Ústř. Úst. geol., Praha, 48.
- Ilchik, R. P. & Barton, M. D., 1997: An amagmatic origin of Carlin-type gold deposits. *Econ. Geol. (Lancaster)*, 92, 3, 269–288.
- Klinec, A. & Miko, O., 1987: Tektonický vzťah komplexov veporického kryštalinika vo vrte KV-1 (Pohronská Polhora). *Geol. Průz.*, 29, 4, 103–104.
- Knésl, I., ml., 1999: Zlatonosná struktura Pohronská Polhora-Krátke, nový typ Au mineralizace ve veporidách. [Diplomová práce.] VŠB-TU Ostrava, 66.
- Knésl, J., 2000: Zdroje rúd drahých kovov na Slovensku. In: *Zbor prednášok SBS, Demänová*, 98–109.
- Knésl, J. et al., 1980: Štúdia Slovensko-Au. Inventarizácia Au výskytov a prognózy Au v SSR. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*, 401.
- Knésl, J. & Knéslová, A., 1993: Možnosti výskytu impregnačných Au ložísk na Slovensku. *Mineralia Slov.*, 25, 6, 451–460.
- Knésl, J. & Knéslová, A., 1995: Slovensko-impregnačné Au rudy v silicifikovaných horninách. Štúdia. *Manuskript – archív AuREX TRADE*, s. r. o., Banská Bystrica, 227.
- Knésl, J. & Knéslová, A., 1996: Pohronská Polhora-Tisovec-VP, Cu-Mo-Au-Ag rudy [Záverečná správa.] *Manuskript – archív AuREX TRADE*, s. r. o., Banská Bystrica, 70.
- Knésl, J. & Knéslová, A., 1999: Typy Au mineralizácií na Slovensku a možnosti ich využívania. *Mineralia Slov.*, 31, 3–4, 171–174.
- Knésl, J. & Knéslová, A., 2000a: Brezníčka, Cinobaňa, Čierny Balog, Osrblie, VP-Au-Ag rudy [Záverečné správy.] *Manuskript – archív ETC a GTC*, Bratislava, 77.
- Knésl, J. & Knéslová, A., 2000b: Uderiná, VP-Au-Ag rudy. [Záverečná správa.] *Manuskript – archív ETC Bratislava*, 78.
- Knésl, J. & Knéslová, A., 2000c: Pohronská Polhora-Krátke, VP-Au rudy [Záverečná správa.] *Manuskript – archív Golden Regent Resources Slovakia*, Bratislava, 53.
- Kodéra, M. et al., 1990: Topografická mineralógia Slovenska, zv I–III. *Vyd. Veda, Bratislava*, 1–590.
- Krémář, B., 1991: Uderiná-atmogeochimické vyhľadávaní primárnych ložísk zlata. [Záverečná zpráva.] *Manuskript – archív Geofyzika*, Praha, 9.
- Kubíny, D., 1963: O geológii a genéze Fe-Mg karbonátového ložiska pri Čiernom Balogu. *Geol. Práce*, 29, 82–94.
- Kusein, M., 2000: České Brezovo-Uhorské – Au rudy, VP [Záverečná správa.] *Manuskript – archív AuREX TRADE*, s. r. o., Banská Bystrica.
- Kusein, M. et al., 1993: Kociha – Au-Sn rudy [Záverečná správa z etapy VP.] *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*, 135.
- Kyselica, M. & Hvoždára, P., 1999: Morfológia a chemické zloženie zlata v rozsypoch veporika. *Mineralia Slov.*, 31, 3–4, 320–321.
- Lanc, J. et al., 1995: Lokalita Krátke-geofyzikálny prieskum [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript – archív Geocomplex*, Bratislava, 11.
- Láznička, P., 1962: Příspěvky k poznání drobných rudních výskytů v okolí Tisovce, Hnúště, Klenovce a Kokavy nad Rimavicou (veporidy). [Diplomová práce.] *Manuskript – archív PFUK*, Praha, 232.
- Láznička, P., 1963: Metasomatické ložisko pod Medeným u Klenovce a geologie jeho okolí. *Sbor Nár. Muze. (Praha)*, 19, 1, 151.
- Mahel, M., 1986: Geologická stavba Čs. Karpát – Paleoaopálne jednotky. *Vyd. Veda, Bratislava*, 503.
- McDougall, J. J., 1994: Preliminary overview report about Slovakian concessions. *Manuskript – archív GRR* Calgary, 13.
- Mato, L. & Maťová, V., 1993: Zlatá mineralizácia strižných zón pri Uderinej, jz. časť veporického kryštalinika, stredné Slovensko. *Mineralia Slov.*, 25, 5, 327–340.
- Mato, L. & Križáni, I., 1995: Mineralogické a geochemické zhodnotenie distribúcie a foriem výskytu zlata Krátke. [Čiastková správa.] *Manuskript – archív SAV Banská Bystrica*, 11.
- Matová, V. et al., 1994: Uderiná II, Au rudy [Záverečná správa.] *Manuskript – archív Aurex*, s. r. o., Banská Bystrica.
- Matová, V. et al., 1995: Mládzovo, Au-St rudy [Záverečná správa.] *Manuskript – archív AuREX*, s. r. o., Banská Bystrica.
- Petro, M., 1961: Geologicke a mineralogické pomery rudných ložísk v oblasti Klenovec-Ratkovské Bystré. [Diplomová práca.] *Bratislava*, PFUK, 105.
- Petro, M., 1966: Správa o nerastných surovinach na liste Tisovec 1:50 000. *Manuskript – archív GUDŠ Bratislava*.
- Petro, M., 1976: Metalogenéza veporíd. [Čiastková záverečná správa za roky 1975–1976.] *Manuskript – archív GUDŠ Bratislava*.
- Petro, M., 1977: Problémy alpínskej hydrotermálnej mineralizácie veporíd. In: *Zbor referátov*, Bratislava, PFUK, 173–176.
- Petro, M. et al., 1996: Rimavská Baňa-Au. [Záverečná správa.] *Manuskript – archív GSSR Bratislava*, 120.
- Petro, M., Mjartanová, H. & Šoltýsová, H., 1999: Zlato v aluviaálnych náplavoch pri Rimavskej Bani. *Mineralia Slov.*, 31, 3–4, 249–252.
- Petro, M. et al., 2000: Vyhľadávanie a zhodnotenie ložísk zlata v kráľovohoľských Nízkych Tatrách, stav k 30. 6. 2000. *Manuskript – archív ŠGUDŠ Bratislava*, 136.
- Polák, S., 1958: Výskyt v mangánových rúd v okolí Michalovej, okres Brezno. *Geol. Práce, Zpr.*, 13, 47–56.
- Ragan, M., 1989: Mineralogická, geochemická a paragenetická charakteristika sulfidickej mineralizácie v oblasti Hnúše (veporikum). [Kandidátska dizertačná práca.] *SAV Banská Bystrica*, 199.
- Slavkay, M. & Petro, M., 1993: Metalogenéza a rudné formácie veporika. *Mineralia Slov.*, 25, 5, 313–317.
- Šefara, J. et al., 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk – geofyzikálne interpretácie. Text k súboru máp. *Manuskript – archív Geofyzika*, Bratislava.
- Štohl, J., Lexa, J. & Földessy, J. et al., 2000: High-sulfidation of epithermal gold mineralization at Podpolom, Javorie Mts., Slovakia. *Mineralia Slov.*, 32, 3, 257–262.
- Šuf, J., 1938: Zpráva o geologických pomerech a ložiskách nerostných surovin v okolí Kokavy na Slovensku. *Vest. St. geol. Úst. Čs. Republiky*, Praha, 14, 91–109.
- Varček, C. & Regásek, F., 1962: Zrudnenie v mezozoiku Slovenska. *Geol. Práce, Zoš.*, 62, 287–300.
- Zoubek, V., 1936: Poznámky o kryštaliniku Západných Karpat. *Vest. St. geol. Úst. Čs. Republiky*, Praha, 12, 1–2, 207–239.
- Zilák, J., 1999: Výskyt a ťažba zlatých rúd na niektorých lokalitách stredného Slovenska v druhej polovici 16. storočia. *Mineralia Slov.*, 31, 3–4, 421–424.

## Pohronská Polhora-Krátke, the new occurrence of Au mineralization in Veporičku

During the last ten years, several perspective gold-bearing areas in Slovakia have been investigated. The newly discovered Pohronská Polhora-Krátke Au occurrence is situated in Veporič belt, in Central Veporič ore district. The presence of Au mineralization has been indicated here by the results of regional panning (Hvoždára et al., 1985) and initial stage of

exploration activity (detailed panning and stream sediments sampling, soil and rock sampling, shallow geochemical bore-holes). According to the results of above activities, the distinctive soil and debris Au anomaly has been found out at Krátke area (Knésl and Knéslová, 1996). This anomaly has been explored since 1995 until 1999 by Golden Regent

Resources Slovakia Company, mainly by means of the diamond core drilling (Knésl and Knéslová, 2000c). Nevertheless, on 1999, the drilling programme was interrupted and the former project was unfinished, because of decreasing gold prices (in fact, also further reason of interruption of exploration exists, i. e. so called Busang fraud, which has had the negative influence mainly towards small exploration private companies). The Veporic belt itself, where Pohronská Polhora-Krátke area is situated, is characterized by the existence of more indications and small occurrences of Au mineralization. Some from them have been investigated during the last years (Csongrádi, 1993; Horal and Hvoždára, 1999; Hvoždára, 1985, 1999; Knésl and Knéslová, 1993, 1999, 2000a, 2000b; Kusein, 2000; Maťová et al., 1994; McDougall, 1994; Petro et al., 1996, 1999, 2000 and many others).

The gold-bearing structure Pohronská Polhora-Krátke was discovered by KV-10 and 13 bore-holes and afterwards was explored by further six diamond-core bore-holes (Figs. 4–6). The structure is built exclusively by the rocks of Kráľova Hoľa complex (gneisses with gradual transitions, mainly in deeper parts, into granitoids and migmatites). The Au mineralization of economical value is developed exclusively within the impact of exogenetic processes. The extension of oxidized zone is very variable, from 10 up to 100 m from the surface and depends upon the presence of tectonic phenomena, i. e. faults, fractures and fissures. The total scope of the structure is, however, unknown, because the drilling programme has not been completed.

The thickness of the ore body inside of oxidized zone varies approximately from 8 up to 30 m, the gold-bearing body is localized at depth from 5 up to 56 m (Tab. 2). The Au contents inside ore body are tightly connected with steeply dipping mylonitized and altered fractures and fissures of omnidirectional orientation (intense limonitization, pyritization and silicification). The frequency and spatial orientation of mineralized fissures is extremely variable. There have been found out the two types of gold mineralization at structure, the probable economical significance has only the first from them:

- the disseminated-type *in situ*, hosted by gneisses and developed in fractures and fissures within the oxidized zone, characterized by intense limonitization and alteration of the gold-bearing environment. The gold content strongly varies, from 0.1 up to 40  $\text{gt}^{-1}$  Au,
- so called gossan-type, known only as a rock fragments at debris over crystalline complex, characterized by the extraordinary high Au contents (up to 150  $\text{gt}^{-1}$  Au). This type apparently represents the destroyed and removed relicts of products of cementation processes from the former boundary between exogenetic and endogenetic zone.

Besides of Au mineralization hosted by crystalline rocks, there has been found out also the distinctive gold anomaly hosted by sedimentary quartzites (FT anomaly, Fig. 4). The perspectives of this anomaly are not clear yet.

The mineralogy has been studied by Maťo and Križáni (1995, samples from bore-holes KV-10 – KV-12) and Knésl Jr. (1999, samples from so called gold-bearing gossans). The part of Au contents is formed by free gold, part is fixed at sulphides (pyrite). It is supposed, that the body of Neogene (?) diorite situated at vicinity of Lomík hill at NW margin of licence area (Fig. 3), can be the possible source of hydrothermal activities in this area. However, it cannot be excluded, the hydrothermal processes in this area have been evoked by the high temperature and pressure, connected with Hercynian, resp. Alpine metamorphic processes. Yet another possibility exists, the origin of hydrothermal activities can be amagmatic. The presence of fragments of removed, totally limonitized rocks in debris with very high Au contents (so called gossan-type) indicates, that in this area the perspective gold accumulations at endogenous environment can exist, i. e. at footwall of destroyed cementation zone, nevertheless, of unknown localization. It could be the perspective exploration target in future.

According to the results of drilling (Tab. 2), the total amount of gold-bearing ore structure has been calculated (in accordance with Slovak regulations, prognostic resources of P-1 category). The total amount of ore is 526,000 t, average gold content 2.09  $\text{gt}^{-1}$  (cut off 0.4  $\text{gt}^{-1}$  Au, known length of structure 275.0 m, width 150 m, average thickness 5.1 m, volume weight 2.5). The calculated amount represents only smaller part of the Au capacity of the prospecting area and it is formed by the near-surface gold accumulation (Knésl and Knéslová, 2000c).

The Pohronská Polhora-Krátke Au occurrence can be classified as for Slovakia untraditional type of Au mineralizations (Fig. 1), together with the small Podpolom Au deposit, in Poľana-Javorie ore district (Štohl et al., 2000), where the geological reserves have been calculated. The Pohronská Polhora-Krátke Au mineralization represents the disseminated-type of Au ores, developed as mineralized gold-bearing zone. According to its characteristics, it can be classified as the supergene gold deposit (Butt, 1998). The mineralization of this occurrence is characterized by the intense limonitization, distinctive correlation with local tectonic phenomena and extraordinary high purity of gold.

At last, but not at least, there is our nice duty, to express many thanks to the owners and top management of the Golden Regent Resources Slovakia company, especially to Mr. William T. Salt and Mr. Dušan Obernauer, which enabled the publication of given informations.

# Vplyv geologického prostredia na možnosti využívania illitovo-smektitového paleotermometra

MIROSLAV HONTÝ<sup>1</sup>, VLADIMÍR ŠUCHA<sup>1</sup> a JÚLIUS MAGYAR<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Katedra ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

<sup>2</sup>Nafta, a. s., Priemyselná 6, 071 01 Michalovce

(Doručené 9. 4. 2001, revidovaná verzia doručená 9. 10. 2001)

## Rock-facies dependent use of illite-smectite paleothermometry

The illite-to-smectite conversion is commonly used as an independent method for determination of paleothermal history of sedimentary basins. It was documented before that the rate of illitization can be different when varied rock types are compared. The aim of this study is to determine the effect of lithology and local heat flows on the rate of illitization in the East Slovakian Basin. The burial history of different types of rocks: claystones, shales and altered volcanoclastics was studied in the depth interval between 500 and 3.800 m that is equivalent to a temperature range between 10 and 190 °C. Expandability determination shows that the illitization degree is delayed as compared to shales and claystones by the presence of volcanoclastic material. Expandability is always higher in volcanoclastics for the same time-temperature exposition. If volcanoclastic material is mixed with claystones, intermediate expandability trends are observed. Illitization trends out of the basin burial evolution were found for sediments associated with lava flows which represents additional heat sources. These results provide particularly important information on the history of buried and source rocks as well as their influence on migrating hydrocarbons in the low-capacity deposits of the area of interest.

**Key words:** illitization, paleothermometry, Neogene, the East Slovakian Basin

## Úvod

Štúdium zmiešanovrstvových minerálov skupiny illit – smektit (ďalej I – S) môže poskytnúť informácie o diagenéze až slabej metamorfóze (anchimetamorfóze) klastických sedimentov aplikovateľné v rozličných praktických odvetviach, najmä v ropnom podnikaní. Významným sledovateľným faktorom je teplota, ktorá premenu smektitu na illit výrazne ovplyvňuje (Pollastro, 1993; Šucha et al., 1993; Šrodoň, 1995, a. i.).

Významnou vlastnosťou zmiešanovrstvového I – S je schopnosť expandovať. Pri rastúcej teplote sa smektit mení na illit a percento illitu v zmiešanovrstvovom I – S rastie na úkor smektitu. Expandovať môže iba smektit. Zmiešanovrstvový I – S s rastúcou teplotou túto vlastnosť stráca a expandabilita klesá. Smektit sa mení na illit pri teplote od 50 do 300 °C. Sledovanie expandability umožňuje indikovať stupeň premeny a teplotu v diagenetickom a sčasti aj v anchimetamorficnom štadiu.

Na sledovanie vlastností a štadií premien smektitu a zmiešanovrstvového I – S ako produktov tejto premeny sú najvhodnejšie mladé panvy s veľkou hrúbkou sedimentov. Z tohto hľadiska originálne a vhodné podmienky poskytuje východoslovenská neogénna panva (obr. 1), pre ktorú je typický vulkanickosedimentárny vývoj, čo umožňuje sledovať illitizáciu v rozličných horninových typoch.

V štúdiu porovnávame ílovcové telesá a vulkanoklasiká zakryté vo východoslovenskej panve z hľadiska

premen I – S v oblastiach, v ktorých sa dá súčasne merať teplota aj expandabilita.

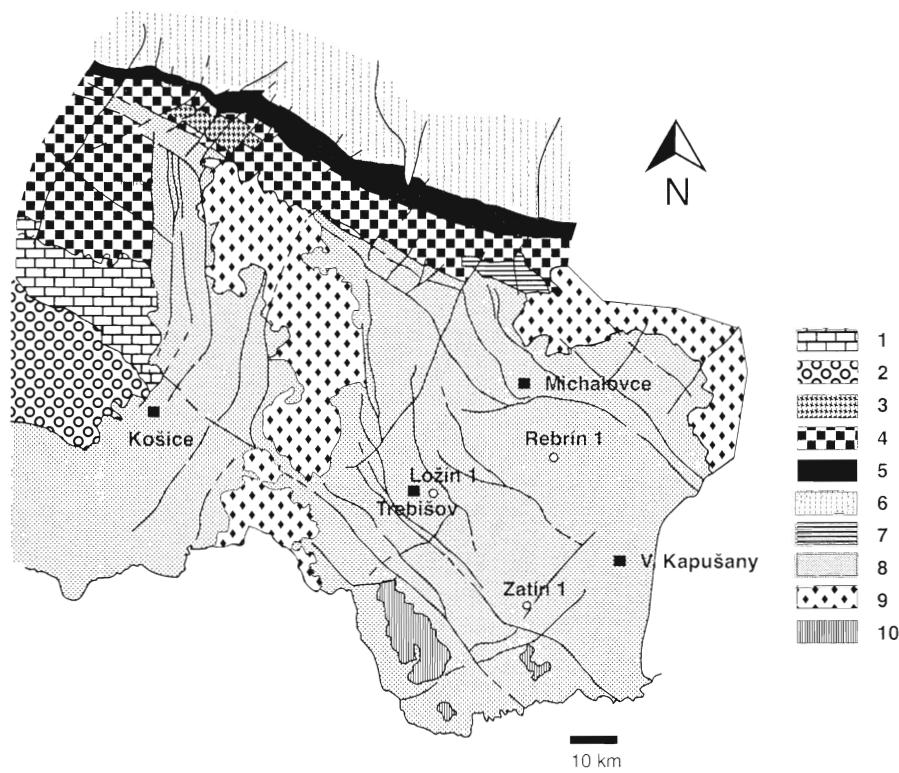
## Geologická pozícia analyzovaných hornín v panve

Východoslovenská neogénna panva je západnou časťou transkarpatnej depresie a prechodným elementom medzi Západnými a Východnými Karpatmi. Na západnom okraji ju ohraňujú Západné Karpaty a na S flyšové pásmo vonkajších Západných Karpát. Slanské vrchy ju geomorfologicky rozdeľujú na košickú depresiu a Východoslovenskú nížinu.

Neogénna výplň panvy v rozsahu pliocén – eger pokrýva územie s rozlohou okolo 4380 km<sup>2</sup> a dosahuje hĺbku 8–9 km. Z litologického pohľadu obsahuje vulkanogénne a sedimentárne horniny, ktoré sa uložili v kontinentálnom, jazernom, riečnom, deltovom, lagunárnom a morském prostredí (Rudinec, 1978, 1989).

Východoslovenská neogénna panva sa vyznačuje 1. extrémne vysokým tokom ( $Q = 82–113 \text{ mWm}^{-2}$ ), produkujúcim teplotu ~ 209 °C v hĺbke 4 km (Král et al., 1985), 2. prítomnosťou intenzívneho syngenetickejho acidného až intermediárneho vulkanizmu vápenato-alkalického typu (Slávik et al., 1968; Vass et al., 1988) – množstvo vulkanických hornín v panvovej oblasti sa odhaduje na 20–30 % (Rudinec, 1989), a 3. výskytom evaporických súvrství v karpati a bádene (Rudinec, 1978).

Podložie panvy buduje zemplínska, pozdišovsko-iňačovská a humenská jednotka (Slávik, 1976).



Obr. 1. Geologický náčrt východoslovenskej panvy a pozícia študovaných vrtov. 1 – veporikum, 2 – gemerikum, 3 – humenné jednotka, 4 – centrálnokarpatský paleogén, 5 – pieninské bradlové pásmo, 6 – magurská jednotka, 7 – čelovské súvrstvie, 8 – neogenne sedimenty, 9 – neovulkanity, 10 – zempliníkum.

Fig. 1. Geological sketch of the East Slovakian Basin and the position of studied boreholes. 1 – Veporicum, 2 – Gemericum, 3 – Humenné unit, 4 – Central Carpathian Paleogene, 5 – Pieniny Klippen Belt, 6 – Magura unit, 7 – Čelovce Formation, 8 – Neogene sediments, 9 – Neovulkanites, 10 – Zemplinicum.

V príprave štúdie sme použili horninový materiál z vrstu Ložín-1, Rebrín-1 a Zatín-1 (obr. 1, 2a, b) a údaje zo zákytých vulkanoklastík rozličných vrstiev panvy sme prevezali z práce Šuchu et al. (1993).

### Metodika výskumu zmiešanovrstvových I – S

Skúmali sa vzorky vulkanického aj nevulkanického pôvodu. Nevulkanickým materiálom boli prevažne peliticke sedimenty (šlovec a bridlica), vulkanickým bentonit alebo premenené vulkanoklastiká. Kritériom pri zaradzovaní hornín medzi vulkanické a nevulkanické materiály bolo makroskopické aj mikroskopické štúdium, no rozhodujúca bola prítomnosť detritického illitu, čo sa dalo zistiť rtg. difrakciou. Na presnú identifikáciu šlovcových materiálov, ako aj zistenie expandability sa museli vzorky separovať. V prvom kroku sa rozdružovali tak, aby sa získalo potrebné množstvo práškovej vzorky (10 g zrnitosti pod 0,16 mm). Dosiahlo sa to drvením v čelustovom driči, pulverizáciou a nasledujúcim osievaním na konečnú frakciu. Separácia je nevyhnutná najmä na koncentráciu šlovcových minerálov a minimalizáciu vplyvu nešlovcových minerálov. V rámci separácie sa potom vzorka preparuje podľa čiastočne modifikovanej Jacksonovej metódy (Jackson, 1985), zahŕňajúcej odstraňovanie karbonátov (octanovým pufrom), organickej hmoty (peroxidom H) a voľných oxyhydroxidov Fe a Mn (ditioničitanom sodným a citrónanovým pufrom).

Po odstránení cementu možno frakciu separovať. Na zísakanie frakcie pod 2 µm sme použili metódę sedimentácie

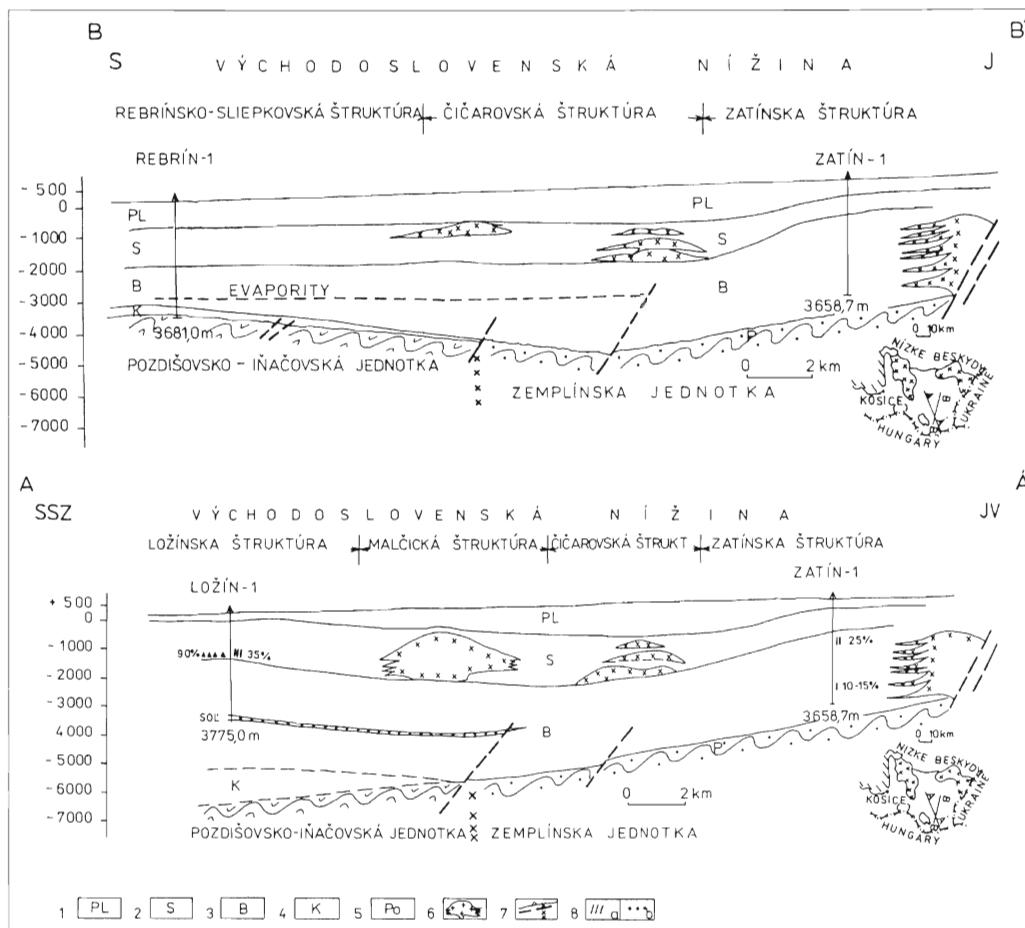
v odmerných valcoch. Pri zisťovaní obsahu expandujúcich vrstiev v zmešanovrstvovom illite/smektite treba používať frakciu pod 0,2 µm, čím sa sčasti potláča vplyv detritického illitu. Takúto frakciu sme dosiahli centrifugáciou. Suspenzia získaná gravitačnou separáciou sa koaguluje pridaním približne 50 ml nasýteného roztoku NaCl (do 1 l). Po koagulácii sa musia zo vzorky odstrániť prebytočné ióny dialýzou (vzorky uzavreté v dialyzačnej fólii sa na niekoľko dní ponorili do destilovanej vody). Priebeh dialýzy sme kontrolovali pridávaním 0,1 M roztoku AgNO<sub>3</sub>. Na záver sa vzorky vysušili na mikrotémovej fólii pri teplote 60 °C.

Expandabilitu sme hodnotili z rtg. difrakčných záznamov orientovaných preparátov v prírodnom a etylénglykolovanom stave. Zmenu tvaru rtg. záznamov s rastúcou hĺbkou pochovania znázorňuje obr. 3. Rtg. difrakčné analýzy sa robili difraktometrom Philips PW 1710 (Cu Kα zářenie, rýchlosť otáčania goniometra 2 °/min.).

Na identifikáciu a opis zmiešanovrstvových minerálov sa najčastejšie používa metóda založená na porovnávaní modelových a experimentálne nameraných difraktogramov. V poslednom kroku sme použili hodnotiace diagrame podľa Šrodoňa (1980, 1981, 1984). Taktô hodnotená expandabilita je určená s presnosťou ± 5 %.

### Priebeh illitizácie vo vulkanických a nevulkanických horninách východoslovenskej panvy

Priebeh illitizácie vo vulkanických aj nevulkanických horninách z rozličných vrstiev vo východoslovenskej panve ilustruje obr. 4.



Obr. 2. Schematicický geologický rez vrtom (a) Rebrín-1 a Zatín-1 (B – B') a vrтом (b) Ložín-1 a Zatín-1 (A – A'). 1 – pliocén + panón. 2 – sarmat (veľkú). 3 – báden (veľkú). 4 – karpat. 5 – predneogénne podložie (veľkú). 6 – zakryté vulkanické masívy. 7 – tektonické línie. 8 – expandabilita, a – neovulkanický materiál, b – vulkanický materiál

Fig. 2. Schematic geological section through the borehole (a) Rebrín-1 and Zatín-1 (B – B'), (b) Ložín-1 and Zatín-1 (A – A'). 1 – Pliocene + Panonian, 2 – Sarmatian (undivided), 3 – Badenian (undivided), 4 – Carpathian, 5 – Pre-Neogene basement, 6 – buried volcanic bodies, 7 – faults, 8 – expandability; a – non-volcanic material, b – volcanic material

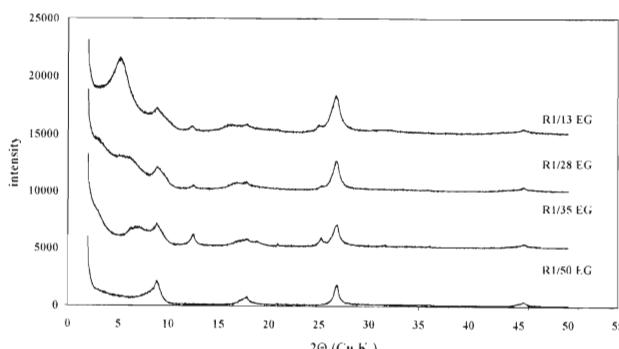
Illitizácia sa vo vzorkách vulkanického pôvodu začína v rozličnej hĺbke pri nulovom obsahu illitu a 100-percentnom obsahu smektitu. Všetky vzorky z hlbky, kde nebola vyššia teplota ako 50 °C, prejavujú vysokú expandabilitu (90–100 %), kym vzorky nevulkanického pôvodu z hlbky zodpovedajúcej teplote nižšej ako 50 °C dosahujú najviac 83-percentnú expandabilitu. Od teploty 50 °C je pozorovateľný posun k „illitickejším“ členom zmiešanovrstvových I – S (pokles expandability) pri obidvoch

typoch vzoriek (vulkanický aj nevulkanický materiál), ale premena je rýchlejšia v nevulkanickom materiáli.

Najväčší rozdiel sa zistil v hlbke 1540 m ( $T \sim 95$  °C). Vzorka vulkanického pôvodu má 90-percentnú a nevulkanického 35-percentnú expandabilitu. Obidve vzorky sú z tohto istého jadra, a teda aj z rovnakého stratigrafického stupňa. V priebehu diagenézy je viditeľné postupné vyrovnávanie rozdielov a pri teplote  $T \sim 160$  °C obidva trendy – až po úplné skončenie illitizácie – splývajú.

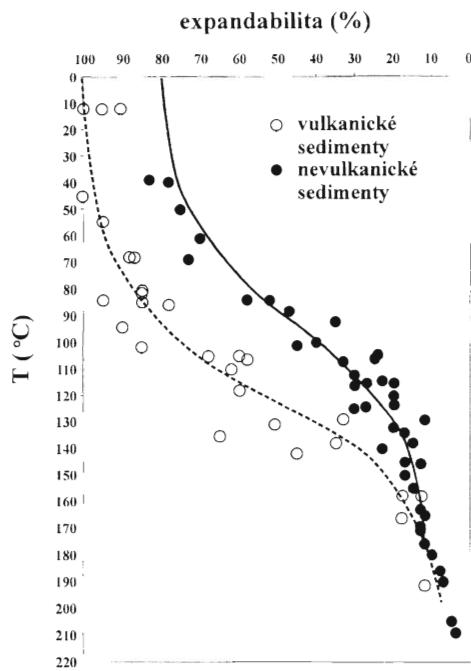
### Priebeh illitizácie vo vrte Rebrín-1

Priebeh illitizácie vo vrte Rebrín-1 znázorňuje obr. 5. Premena smektitu na illit sa začína v hlbke okolo 850 m pri 80-percentnom obsahu smektitu (jadro 6). S hlbkou pochovania sedimentu expandabilita pozvolne klesá z 80 na 60 % v teplotnom rozsahu 54–96 °C. Jej výraznejší pokles sa zistil v hlbke 1908–1958 m, ktorej zodpovedá teplota 106–109 °C. Zmena obsahu smektitu v tomto úzkom intervale je až 10 %. V jadre 28 v hlbke 1958 m sa súčasne mení spôsob usporiadania v zmiešanovrstvovom I – S z R0 (náhodné usporiadanie) na R1 (pravidelné usporiadanie) pri poklesе obsahu expandujúcich vrstiev pod 40 %. V hlbke okolo 2,4 km ( $T \sim 130$  °C) sa interstratifikácia mení z R1 na R3 (z usporiadania typu IS na ISII; Reynolds, 1980) pri poklesе expandability pod



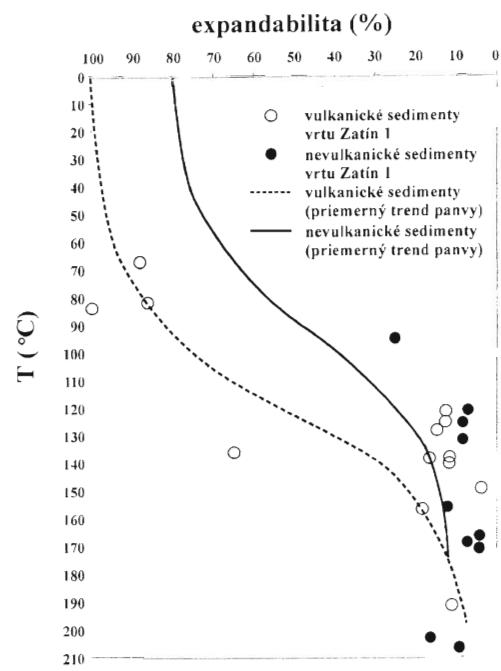
Obr. 3. Vývoj difraktogramov etylenglykolovaných vzoriek vrstu Rebrín-1 s rastúcou hlbkou/teplotou.

Fig. 3. The ethylene-glycolated sample diffractograms evolution of the borehole Rebrín-1 with the increasing depth/temperature.



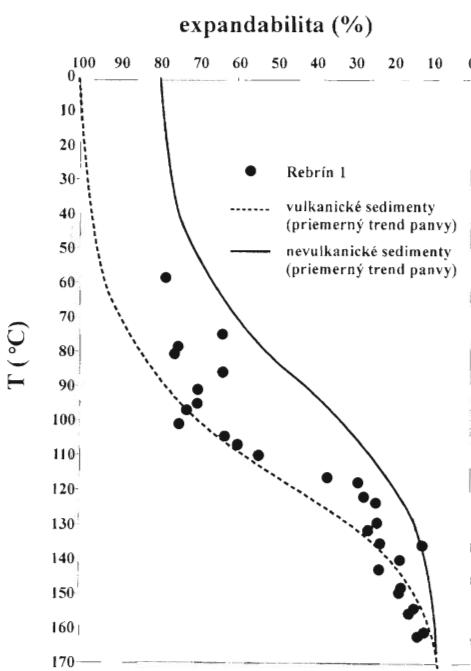
Obr. 4. Generálne trendy illitizácie v bentonitech (premenených vulkanoklastikách) a v ílovcoch východoslovenskej panvy (Šúcha et al., 1993).

Fig. 4. Illitization trends in bentonites (altered volcanoclastics) and claystones of different boreholes of the East Slovakian Basin (Šúcha et al., 1993).



Obr. 6. Priebeh illitizácie vo vulkanických a nevulkanických horninách východoslovenskej panvy.

Fig. 6. The illitization progress in volcanic and non-volcanic rocks of the borehole Zatin-1 compared with general trends of illitization in volcanic and non-volcanic rocks of the East Slovakian Basin.



Obr. 5. Priebeh illitizácie v ílovcoch vrchu Rebrín-1 v porovnaní s generálnymi trendmi illitizácie vo vulkanických a nevulkanických horninách východoslovenskej panvy.

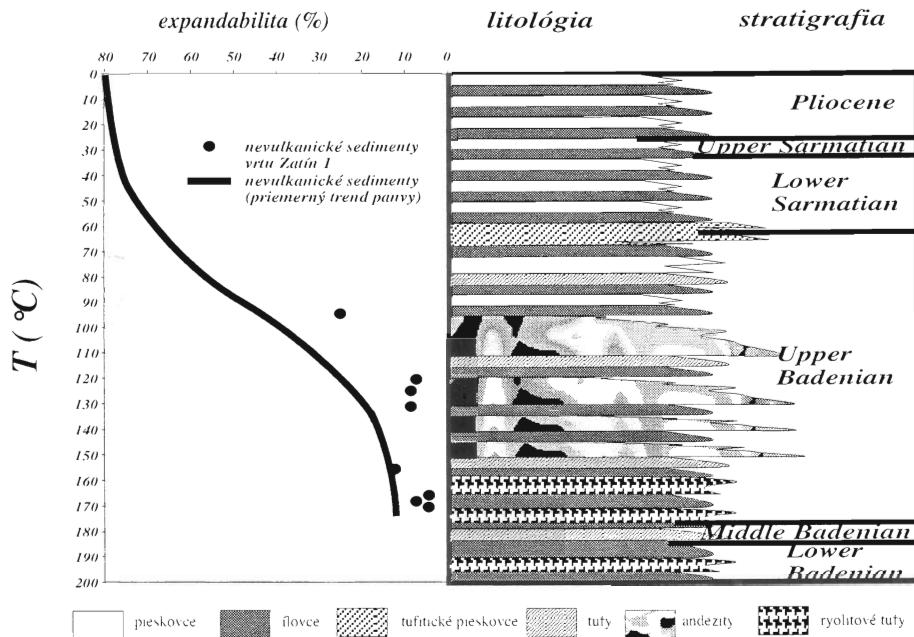
Fig. 5. The illitization progress in claystones of the borehole Rebrin-1 compared with general trends of illitization in volcanic and non-volcanic rocks of the East Slovakian Basin.

20 %. Takyto jav sa identifikoval v jadre 38 meraním indexu BB1 (Šrodoň, 1984), ktorý predstavuje spojenú šírku reflexu plochy (001) illitu a príľahlého I-S reflexu vyjadrenú v stupňoch  $2\theta$ . Od hĺbky 3 km ( $T \sim 160^\circ\text{C}$ ) sú už iba stopy smektitu.

Na rozdiel od priebehu illitizácie v ostatných ílovcoch a ílových bridliciach panvy je tu sledovateľná odchýlka od bežného trendu najmä v počiatocných fázach illitizácie, a to smerom k vyšej expandabilite. V hĺbke okolo 2 km ( $110^\circ\text{C}$ ) sa tieto rozdiely vyrovnávajú a trendy illitizácie sledujú rovnaký priebeh.

### Priebeh illitizácie vo vrte Zatín-1

Hodnoty expandability z hornín vrchu Zatín-1 vedno s generálnymi trendmi illitizácie (pozri obr. 4) platia pri vulkanoklastikách a ílovcoch východoslovenskej panvy vykreslených na obr. 6. Z tohto vrchu bolo k dispozícii len deväť vzoriek nevulkanického materiálu, a preto – na rozdiel od vrchu Rebrín-1, kde boli k dispozícii vzorky z celého profilu vrchu – nebolo možno zachytiť celú história illitizačnej reakcie. Už v jadre 4/3 z hĺbky 1610 m možno badať odchýlku od bežného trendu v smere k nižšej expandabilite. Obsah smektitu 20–25 % predstavuje rozdiel 15–20 % v porovnaní s priemernou expandabilitou ílovco (40 %) vo východoslovenskej panve. Náhly pokles expandability vo vrte Zatín-1 sa zistil v hĺbke 1300–1610 m zo 100 až na 20–25 % smektitu. Hoci ide o vzorky rozdielneho pôvodu – vulkanického aj nevulkanického, ktorý má tiež vplyv na priebeh illitizácie, taký výrazný



**Obr. 7.** Vplyv geologickej prostredia na priebeh illitizácie vo vrtu Zatín-1 1 – pieskovec, 2 – ílovec, 3 – tufitický pieskovec, 4 – tuf, 5 – andezity, 6 – ryolitový tuf.

**Fig. 7.** Demonstration of the effect of geological environment on the illitization progress in the borehole Zatín-1 1 – sandstone, 2 – claystone, 3 – tuffaceous sandstone, 4 – tuff, 5 – andesite, 6 – rhyolite tuff

pokles nemohla spôsobiť iba postsedimentárna premena. So stúpajúcou teplotou rastie aj tendencia vyrovnávať tie-to odchýlky. Najmenší rozdiel (5 %) sa zistil v jadre 27/2 z hĺbky 3,1 km s hodnotou expandability 10–15 %. Táto rozdiel sa zachováva až do konečných štadií illitizácie a trendy sa úplne už nevyrovnávajú.

### Diskusia a záver

Hodnotením rtg. záznamov analyzovaných vzoriek sme dospeli k hodnotám expandability vo vrtoch východoslovenskej panvy a využili sme ich ako vstupné údaje na vytýčenie illitizačných trendov v rozličnom geologickom prostredí. Porovnávali sme priebeh illitizácie vo vulkanických aj nevulkanických horninách rozličných vrtov vo východoslovenskej panve. Na takomto základe – s doplnením o dátu z práce Šucha et al. (1993) – sme stanovili dva generálne trendy vývoja illitizácie ílovov (ílovových bridlíc) a vulkanoklastík. Rozdiely v stupni ich postsedimentárnej premeny sú zreteľné (obr. 4). Kým vulkanogénne horniny vstupujú do diagenézy so 100-percentnou, nevulkanogénne so zníženou expandabilitou. Pri 50 °C, čo je hraničná teplota postsedimentárnych premien (Perry a Hower, 1970), preukazuje vzorka nevulkanického pôvodu 75-percentnú expandabilitu. Je zrejmé, že takýto pokles nemohol vzniknúť počas diagenetickej história panvy. Jedným z možných vysvetlení nižšej expandability je nediacogenetická fixácia K v medzivrství smektitu cyklickým vlhčením a sušením pri transporte z vonkajšieho flyša do panvy, ktorá vyvoláva kolaps smektitu, alebo nižšia expandabilita odráža predchádzajúci cyklus, a tak už bol materiál prichádzajúci do panvy sčasti illiti-

zovaný (Šucha et al., 1993). Najväčší rozdiel v stupni illitizácie sa zistil pri teplote 95 °C, a to 55 %. Pri 160 °C sa rozdiely v stupni diagenetickej premeny medzi vulkanickými a nevulkanickými horninami vyrovnávajú.

Dva získané generálne trendy z východoslovenskej panvy sme využili pri porovnávaní trendov illitizácie v odlišných geologickej prostredia. Z porovnania trendov s illitizáciou vo vrtu Rebrín-1 vyplýva pomalší postup illitizácie smektitu najmä v počiatocných štadiách premeny. V ílovcach vrtu Rebrín-1 sa rozdiely strácajú pri teplote okolo 115 °C, čo zodpovedá hĺbke 2000 m. Vyššia expandabilita v I-S mineráloch sa výrazne približuje hodnotám expandability zakrytých vulkanoklastík, čo jednoznačne indikuje prímes vulkanického materiálu v klastických horninách vrtu Rebrín-1. Pri vyššej teplote postsedimentárnej premeny (nad 115 °C) sa rozdiely strácajú podobne ako pri zakrytých vulkanoklastíkach (pozri obr. 4). Z toho zároveň rezultuje, že expandabilita je vhodným indikátorom zdrojového materiálu v sedimentoch. Pri interpretácii paleoteploty treba detailne poznať geologickú história, aby sa dala potvrdiť alebo vyvratiť prítomnosť vulkanického materiálu. Podľa našich výsledkov je to významné najmä pri vyšszej expandabilite.

Z vrtu Zatín-1 sú celkom odlišné výsledky. V tomto prípade sme identifikovali štyri vzorky pochovaných vulkanoklastík ležiacich na generálnom trende tohto typu hornín, no väčšina vulkanoklastík má výrazne nižšiu expandabilitu. Z toho jednoznačne vychodí, že vzorky boli vystavené vyššej teplote, ako je teplota diagenetickej premeny. Podobné výsledky sú aj z ílovov tohto vrtu (obr. 6). Pri nich sa prudký pokles expandability zhoduje s meraniami odraznosti vitrinitu (Francú et al., 1990; Milička et al., 1994, 1996). Najpravdepodobnejším zdrojom dodatočného pretepnenia boli

andezitové lávové prúdy (obr. 2a, b a 7), zistené vo viacerých hĺbkových intervaloch vrchu Zatín-1 (Zádrapa, 1968).

Štúdium premien ílových minerálov I – S poskytuje mimoriadne dôležité informácie na dešifrovanie história krycích a materských hornín a ich účinku na migrujúce uhľovodíky v pásme nízkokapacitných ložísk záujmového územia.

*Podakovanie.* Ďakujeme RNDr. L. Puškovej za zhotovenie rtg. difrákčných záznamov a. s. Nafta Michalovce za láskavé poskytnutie horninového materiálu z vrchov vo východoslovenskej panve.

## Literatúra

- Francú, J., Müller, P., Šucha, V. & Zatkálíková, 1990: Organic matter and clay minerals as indicators of thermal history in the Transcarpathian depression and the Vienna basin. *Geol. Carpath.*, 41, 535–546.
- Jackson, M. L., 1975: Soil chemical analysis – advanced course. *Madison – Wisconsin*, 386.
- Král, M., Lizoň, I. & Jančík, J., 1985: Geotermálny výskum Slovenska. *Manuskript – archív Geofond Bratislava*.
- Milička, J., Pereszlenyi, M., Šefara, J. & Vass, D., 1994: Organic geochemical study in the junction zone of the Danube Basin and the Inner West Carpathians. *Ist break.*, 12, 11, 572–574.
- Milička, J., Pereszlenyi, M., Francú, J. & Vitáloš, R., 1996: Organic geochemical appraisal of hydrocarbon potential in the Danube Basin, Slovakia. In: G. Wessely and W. Liebl (Eds.). *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. EAGE Special Publication*, 5, 431–439.
- Perry, E. A. & Hower, J., 1970: Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments. *Clays and Clay Miner.*, 18, 165–177.
- Pollastro, R. M., 1993: Considerations and applications of the illite/smectite geothermometer in hydrocarbon-bearing rocks of Miocene to Mississippian age. *Clays and Clay Miner.*, 41, 119–133.
- Reynolds, R. C., 1980: Interstratified clay minerals. *G. W. Brindley & G. Brown (Eds.): Mineral. Soc., London*, 249–303.
- Rudinec, R., 1978: Paleogeographical, lithofacial and tectonogenetic development of the Neogene in Eastern Slovakia and its relation to volcanism and deep tectonics. *Geol. Carpath.*, 29, 225–240.
- Rudinec, R., 1989: New view onto the development of the Transcarpathian Depression during the Neogene. *Mineralia Slov.*, 22, 393–398.
- Slávik, J., Čverčko, J. & Rudinec, R., 1968: Geology of Neogene volcanism in East Slovakia. *Geol. Práce, Spr.*, 44–45, 215–239.
- Slávik, J., 1976: Zemplínikum – a possible new tectonic unit of the Central Carpathians. *Geol. Práce, Spr.*, 65, 7–19.
- Šrodoň, J., 1980: Precise identification of illite/smectite interstratification by X-ray powder diffraction. *Clays and Clay Miner. Oxford – Edinburgh*, 28, 401–411.
- Šrodoň, J., 1981: X-ray identification of randomly interstratified illite/smectite in mixture with discrete illite. *Clay Miner. Oxford – Edinburgh*, 16, 297–304.
- Šrodoň, J., 1984: X-ray identification of illitic materials. *Clays and Clay Miner. New York*, 32, 337–349.
- Šrodoň, J., 1995: Reconstruction of maximum paleotemperatures at present erosional surface of the Upper Silesian Basin based on the composition of illite/smectite in shales. *Stud. geol. pol.*, 108, 9–22.
- Šucha, V., Kraus, I., Gerthofferová, H., Petek, J. & Serecková, M., 1993: Smectite to illite conversion in bentonites and shales of the East Slovakian Basin. *Clay Miner.*, 28, 243–253.
- Vass, D., Kováč, M., Konečný, V. & Lexa, J., 1988: Molasse basins and volcanic activity in West Carpathian Neogene – its evolution and geodynamic character. *Geol. Carpath.*, 39, 539–562.
- Zádrapa, M., 1968: Sedimentárne petrografický rozbor vrchu Zatín-1 ČND. n. p. Ústrední laboratórium Hodonín. Bratislava. *Geofond*, 24.

## Rock-facies dependent use of illite-smectite paleothermometry

The volcanic and non-volcanic sedimentary rocks in different boreholes of the East Slovakian Basin have been studied. The clay fraction of the shales, claystones and altered volcanoclastics was separated in order to increase the content of clay minerals. The mixed-layered I-S as a main component of the clay fraction is an intermediate product of the smectite-to-illite transformation, one of the most common mineral reaction in sedimentary basins. The most significant feature of the mixed-layered I-S is the ability to expand. With the raise of temperature the percentage of the illite increases at the expense of smectite in the mixed-layered I-S. The expandability is an exclusive property of smectite, thus in the course of illitization the I-S gradually loses this property with the burial depth. The smectite-to-illite transformation takes part within the range 50–300 °C. The expandability, deduced from X-ray diffraction of clay fraction indicates the degree of sedimentary change and temperature of the diagenetic and partly anchimetamorphic stage.

There are differences in the course of illitization comparing the illitization trends in the volcanic and non-volcanic rocks of the East Slovakian Basin. While volcanogenic sediments enter the diagenesis with 100 % expandability, non-volcanogenic sediments start with the expandability value 20 % lower. It is evident that this difference could not be caused during the diagenetic history of the basin. One of the meaningful explanation for this observation is non-diagenetic K-fixation in the smectite's interlayer. K-fixation induces smectite collapse by the wetting and drying process during the transport of the sedimentary material from the Outer flysch zone into the basin. The other possibility is that lower expandability reflects the previous geological cycle and inputted sedimentary material was already partly illitized (Šu-

cha et al., 1993). The maximum difference in the degree of illitization makes 55 % and it was observed at 95 °C. The disagreement between the expandability values of the volcanic and non-volcanic sediments disappears at T ~ 160 °C.

General illitization trends of volcanic and non-volcanic rocks were used as reference trends for comparison with the illitization in the set of samples from the borehole Rebrín-1 and Zatín-1. The illitization in claystones of the borehole Rebrín-1 is delayed to illitization observed in the "average" non-volcanic sediments of the basin mainly in the initial stage of smectite transformation. Higher expandabilities in the I-S minerals significantly approach the values observed in the buried volcanoclastics. This indicates the admixture of the volcanic material in the claystones of the borehole Rebrín-1. At higher temperature (115 °C) the differences disappear, similarly as in the case of buried volcanoclastics. It means that study of illitization can serve as an indicator of the source material in the sedimentary rocks. Regarding our results it is relevant mostly in case of higher expandability values.

The results are completely different in the borehole Zatín-1. Besides four buried volcanoclastics that lay on the general trend, all the other have expandability values significantly lower. It shows that samples were exposed to higher than diagenetic temperature. The claystones of the borehole exhibit the similar results. Extreme fall in the expandability values coincides with the vitrinite reflectance measurements (Francú, unpublished data), which correlate very well with the illitization in general (Francú et al., 1990; Milička et al., 1994, 1996). Most probably the andesite lava flows served as the additional heat source. These were found in several depth intervals of the borehole Zatín-1 (Zádrapa, 1968).

# Fossil findings of cave bears from the Upper Pleistocene sediments of selected caves in Slovakia

MARTIN SABOL

Department of Geology and Paleontology, Comenius University, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Received June 26, 2000, revised version received August 23, 2000)

## Abstract

The fossil remains of cave bears from the Upper Pleistocene are very frequently found in caves in Slovakia, but, until now, there has not been a comprehensive study of the remains found. This paper gives a more detailed description of metric and morphologic characteristics of cave bear fossil remains (especially teeth and skulls) from eight Slovak localities: the Bystriansky závrt Cave, the Demänovská ľadová Cave, the Vyvieranie Cave, the Domica Cave, the Malá Ladnica Cave, the Medvedia Cave in the territory of the Slovenský raj Mts., the Medvedia Cave under Sivý hill and the Važec Cave.

**Key words:** cave bears, metric and morphologic analysis, biostratigraphy, Late Pleistocene, Last Glacial, the Bystriansky závrt Cave, the Demänovská ľadová Cave, the Vyvieranie Cave, the Domica Cave, the Malá Ladnica Cave, the Medvedia Cave in the Slovenský raj Mts., the Medvedia Cave under Sivý hill, the Važec Cave, Slovakia

## Introduction

The fossil remains of cave bears from the Late Pleistocene are very frequently found in caves in Slovakia, but, until now, there has not been a comprehensive study of the remains found, except for a few articles concerning cave bear remains from the Domica Cave (Hokr, 1946; Augusta and Hokr, 1948a, 1948b), the Axamitka Cave (Musil, 1953, 1956), the Medvedia Cave (the Bear Cave) in the territory of the Slovenský raj Mts. (Janáčik and Schmidt, 1965; Schmidt, 1965; Schmidt and Chrapan, 1970), the Čertova pec Cave (the Devil's Oven Cave) (Musil, 1996) and the Tmavá skala Cave (the Dark Stone Cave) (Sabol, 1998). The remaining literature contains only citations of bear occurrences in faunal lists or literature dealing with the individual localities, where the fossil remains of cave bears have been found (Fejfar, 1953; Holec, 1982, 1985, 1986; Kernátsová, 1994; Ložek et al., 1957; Musil, 1980a, 1980b, 1981; Schmidt, 1970; Skutil, 1938, 1951; etc.).

The article gives a more detailed description of metric and morphologic characteristics of cave bear teeth and skulls from eight Slovak localities (the Bystriansky závrt Cave, the Demänovská ľadová Cave, the Vyvieranie Cave, the Domica Cave, the Malá Ladnica Cave, the Medvedia Cave in the Slovenský raj Mts., the Medvedia Cave under Sivý hill and the Važec Cave). On the basis of these characteristics we are able to draw some biostratigraphical conclusions.

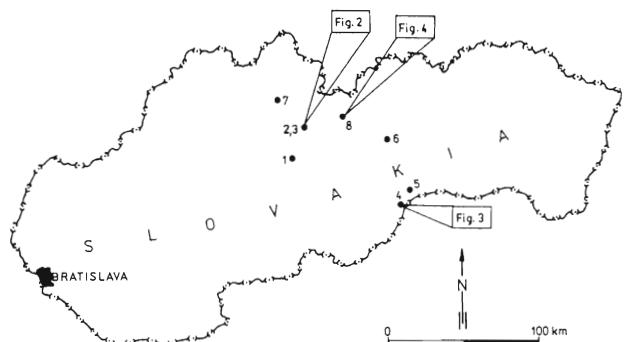
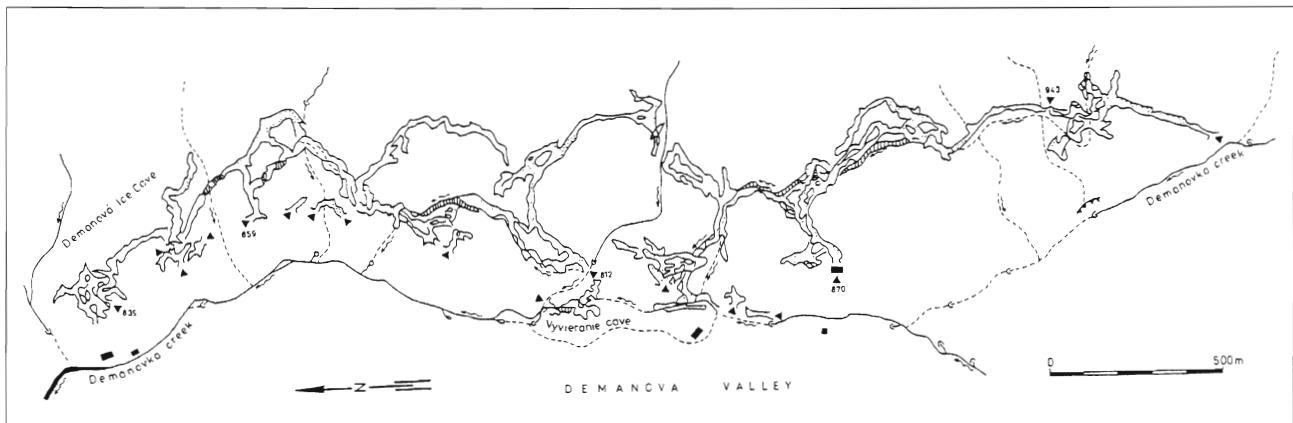


Fig. 1. Location of the individual localities (1 – Bystriansky závrt Cave, 2 – Demänovská ľadová Cave, 3 – Vyvieranie Cave, 4 – Domica Cave, 5 – Malá Ladnica Cave, 6 – Medvedia Cave in the territory of the Slovenský raj Mts., 7 – Medvedia Cave under Sivý hill, 8 – Važec Cave).

## Localities

### The Bystriansky závrt Cave

The Bystrá Karst is situated in the southern foothills of the Nízke Tatry Mts., between Bystrá and Valaská villages in the Brezno district. This karst is formed of the dark Reifling limestones and consists of the approximately 4 km long Bystrá-Valaská cave system (Fig. 1; Kučera et al., 1981). The Bystriansky závrt Cave is a part of this cave system. The opening of this corrosive fluviokarst cave is



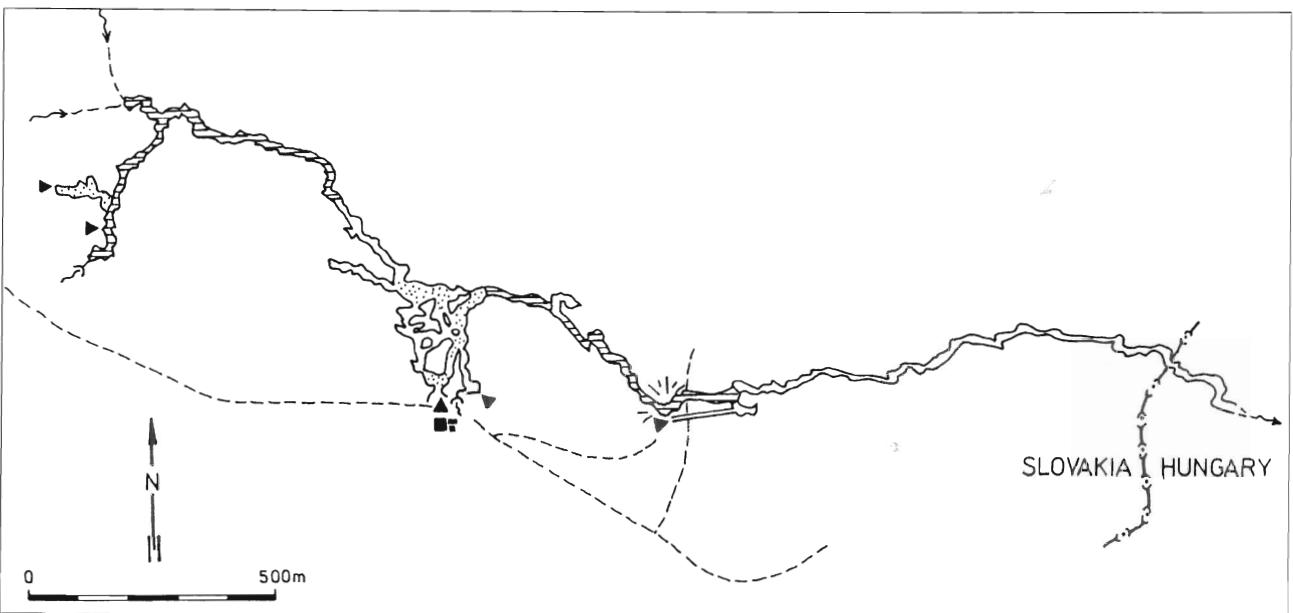
**Fig. 2.** The Demänová Cave system with denotation of the Demänovská ľadová Cave and the Vyvieranie Cave (modified after Kučera et al., 1981).

situated at 676 m above sea level. The cave is 600 m long and 164 m deep.

#### The Demänovská ľadová Cave (the Demänová Ice Cave) and the Vyvieranie Cave

The Demänovská ľadová and Vyvieranie caves are a part of the Demänová cave system, the largest system of caves in Slovakia (Figs. 1 and 2), situated in the Demänová valley in the northern foothills of the Nízke Tatry Mts., in the Liptovský Mikuláš district. This cave system was formed by Demänovka creek in the Middle Triassic dark Gutenstein limestones along tectonic defects running in the SE–NW and SW–NE directions. During the Pleistocene age, nine horizontal levels arose here. These levels are correlated with river terraces on the surface (Dub et al., 1977–1982).

The Demänovská ľadová Cave (= Dračia ľadová Cave, the Dragon Ice Cave) was one of the first Slovak caves described in scientific works. The cave system is situated in the Bašta limestone klippe on the right side of the Demänovka creek valley, 9 km south of Liptovský Mikuláš. The opening of this cave is situated at 90 m above the valley bottom and 840 m above sea level. This underground cave system was created by Demänovka creek in the Triassic limestones. The length of this typical fluvicarst cave is 1,665 m. The Demänovská ľadová Cave is among the highest situated and the oldest caves of the Demänová valley, so that its stalactite and stalagmite formations are in a destruction stage now. The cave is well known by its ice formations and by the quantity of fossil bones, especially of bears. The "dragon" skeleton, that J. Buchholz jr. sent to the Dresden Technical Museum in the 18th century is from here, too. The first recorded mention of this cave is from 1229, when the Demänovská ľadová Cave was descri-



**Fig. 3.** The Domica Cave, the Slovak part of the Domica – Baradla cave system (modified after Kučera et al., 1981).

bed in a document from Ostrihom. Buchholtz jr. was one of the first to investigate the cave during 1714–1724. Also, the lengthwise profile of the cave is in M. Bel's work ("Hungariae antiquae et novae prodromus") from 1723 (Kučera et al., 1981). The cave has been opened for the public since the 1880s. The connection of this cave with the Mier Cave in the Demänová cave system was discovered by speleologists in 1952 (Kučera et al., 1981).

The Vývieraňe Cave is situated southwest from the Okno Cave. Its opening is 719 m above sea level. This fluviokarst cave is 1,538 m long and is a water source for Demänovka creek.

### The Domica Cave

The Domica – Baradla cave system is situated in both Slovak and Hungarian territories. The Slovak part of this system, the Domica Cave (Figs. 1 and 3), is our largest cave with stalagmite and stalactite formations. It is situated in the Slovak Karst, from the southern border of the Silická moor near Kečovo village, in the Rožňava district (Dub et al., 1977–1982), about 10 km from the Plešivec moor. This cave was formed by the corrosive-erosive activity of the underground Styx and Acheron creeks in the Middle Triassic light Wetterstein limestones. The cave length has been cited as being from 5,080 to 5,900 m. This cave system was formed from the end of the Tertiary (Kučera et al., 1981), after the uplift of the Poltár Formation above sea level in the Upper Pannonian. This is when the recent river network was formed, too (Dub et al., 1977–1982). The three floors together are between 8 to 12 m below the ground level. The upper floor is dry, the underground creek flows through the middle one, while the lower level is filled with gravel sedimentation that has been deposited by the underground river. This sedimentation extends beyond the cave's mouth (Kučera et al., 1981). The opening of this fluviokarst cave is situated at 339 m above sea level, beside Domica brook, below Domica hill. The cave's stalagmite and stalactite formation has died. Some stalagmites and stalactites are stained with a pink colour by terra rossa. J. Majko discovered the Domica Cave, a representative type of river cave ranging from mature to old evolution stages, in 1926. Besides fossil remains of Pleistocene animals, four phases of the Neolithic settlements were determined to have existed here, too (Dub et al., 1977–1982).

### The Malá Ľadnica Cave

This 56 m long cave is situated near the village of Silická Brezová in the Rožňava district (Fig. 1), in the Silická moor of the Slovak Karst, at 460 m above sea level.

### The Medvedia Cave (the Bear Cave) in the territory of the Slovenský raj Mts.

The cave was named on the basis of the quantity of cave bear bones and teeth which were found here. This cave

was discovered by the speleological team, led by V. Pleva (Fejfar, 1953) on October 1952. The cave is significant for the quantity of its cave bear findings; it is also well known for its stalagmite and stalactite formations. It is situated near the village of Letanovce in the Spišská Nová Ves district of the Slovenský raj (Fig. 1), at the southeastern border of the Gľac moor (Kučera et al., 1981), at 901 m above sea level (Janáčik and Schmidt, 1965). This inactive fluviokarst cave is 487 m long and 24 m deep. It is formed of dark-grey Triassic Gutenstein limestone (Anisian) (Fejfar, 1953; Janáčik and Schmidt, 1965) and forms the upper floor of the Straténá karst system (Fejfar, 1953). The age of cave bear fossil remains, found here, has been estimated to be 15,000 BP (Schmidt and Chrapan, 1970).

### The Medvedia Cave under Sivý hill (the Bear Cave)

Sivý hill (1,805 m above sea level) is situated in the Western Tatras Mts. (Fig. 1). This hill is formed of Triassic dolomites and various other types of Triassic carbonates, in which karst forms occur (Dub et al., 1977–1982). One of them is the Medvedia Cave called for the quantity of cave bear bones found there (Kučera et al., 1981).

The cave is situated near Liptovský Trnovec village in the Liptovský Mikuláš district, 1,133 m above sea level. It is an inactive fluviokarst cave, 160 m long.

### The Važec Cave

The Važec Cave (Figs. 1 and 4), significant with its stalactite and stalagmite formations, is situated on the

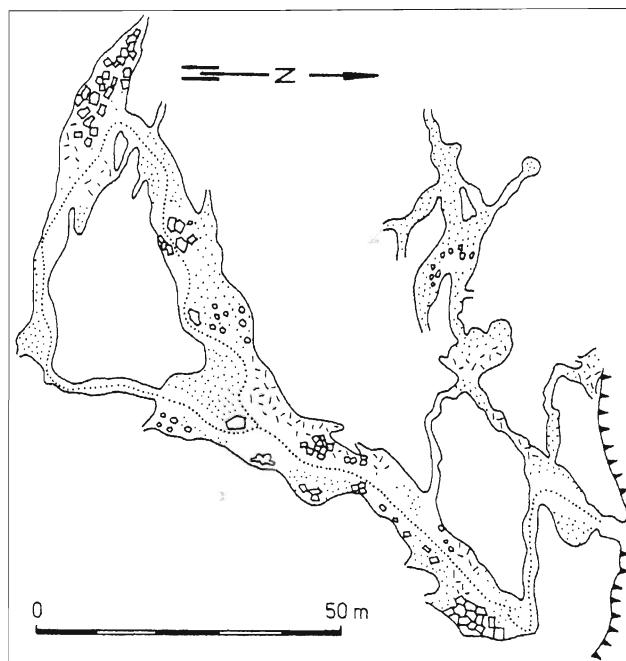


Fig. 4. The Važec Cave (modified after Kučera et al., 1981).

southwestern border of Važec village in the Liptovský Mikuláš district, in the Liptov depression, at 784 m above sea level. During Pleistocene, the cave was formed by erosive-corrosive effect of the Biely Váh river on the grey-blue Middle Triassic Gutenstein limestones, strongly affected by tectonic movement, which alternate with the lighter dolomites. A quantity of cave bear bones have accumulated among underground river gravel, which have filled the cave, in some places as high as the ceiling. This 400 meter-long cave is an inactive fluviokarst cave, that has collapsed. The Važec Cave was discovered by a student, Ondrej A. Húška in 8th July 1922, and in 1968 the cave has been established as a protected site (Dub et al., 1977–1982; Kučera et al., 1981).

### Material and methods

The studied material is mostly deposited in the Slovak Museum of Nature Protection and Speleology in Liptovský Mikuláš. An exception is the fossil material taken from sediments of the Važec Cave, which are deposited in both the Slovak Museum of Nature Protection and Speleology in Liptovský Mikuláš and the Liptov Museum in Ružomberok, and the fossil material taken from sediments of Demänovská ľadová Cave, which is only deposited in the Liptov Museum in Ružomberok. In addition, one cave bear skull from the Medvedia Cave under Sivý hill is deposited at the Department of the Geology and Paleontology, Faculty of Sciences, Comenius University in Bratislava. Unfortunately, the circumstances of their discoveries are mostly not known. We only know that the fossil remains of bears came from older excavations in these caves. Altogether 136 teeth (66 loose), 10 mandibles and 11 skulls have been studied metrically and morphologically. The following works were used during the study of these fossil remains: Musil (1957, 1959, 1960, 1962, 1964, 1965, 1972, 1991), Rabeder (1995), Erdbring (1953), Heller (1955), Janáčik and Schmidt (1965), Malez (1987), Paunović (1987), Feriancová-Masárová and Hanák (1965) and Sládeček (1991). From the metric point of view, the material was compared with findings from other caves and sites in Slovakia and Moravia, the Alps area and from Balkan peninsula, without regard to the age of the localities and species determination.

### Systematic part

#### System

Class MAMMALIA Linnaeus, 1758

Order CARNIVORA Bowdich, 1821

Suborder CANIFORMIA Kretzoi, 1945

Infraorder ARCTOIDEA Flower, 1869

Order-group taxon ARCTOMORPHA Wolsan, 1993

Superfamily URSOIDEA Gray, 1825

Family URSIDAE Gray, 1825

Subfamily URSINAE Viret, 1955

Genus URSUS Linnaeus, 1758

Species *Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth, 1794

**Type locality:** Gaylenreuth Cave near Muggendorf

**Geological age:** Middle Pleistocene – Uppermost Pleistocene

**Distribution:** Europe (especially West and Middle Europe), Caucasus Mountains.

The studied fossil material was evaluated without regard to the circumstances of their discovery. All measurements in tablets are in millimetres. The upper teeth are noted by capital letters, and the lower teeth by lower-case letters.

### The Bystriansky závrt Cave

Only one skull of the species *Ursus spelaeus* was studied from this locality (see Tab. I and Photo 1). The skull (No. 338) is very damaged: left zygomatic arch is broken off, external narial aperture is damaged, back part of the sagittal crest is damaged together with left part of the cranial base, etc.

Only the fourth upper premolars (**P4**) together with the first and second upper molars (**M1, M2**) have been found from this skull. These teeth are damaged and abraded, coloured brown-white. An upper canine root was preserved in the right side of the skull. The width of the frontal part of the first upper molar is larger than the width of the back part. This is a characteristic sign of typical cave bears. Smaller sized teeth in the left side of the upper jaw is also interesting.

The average measurements of the both P4 dex. and P4 sin. are as follows: the max. length is 19.6 mm and the max. width is 12.9 mm. The average measurements of the both M1 dex. and M1 sin. are: the max. length is 27.9 mm, the width of the frontal part is 19.4 mm, the width of the back part is 18.6 mm, the length of the frontal part measured at the middle is 12.8 mm, the length of the back part measured in the middle is 15.5 mm, the paracone length is 11.6 mm and the metacone length is 10.5 mm. The average measurements of the both M2 dex. and M2 sin. are as follows: the max. length is 45.8 mm, the width at the place of the paracone is 23.7 mm and the width at the place of the hypocone is 19.2 mm.

On the basis of these evidences, we can draw some conclusions about studied skull. It could belong to an older



Photo 1. *Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth – the skull from the Bystriansky závrt Cave, the Pleistocene, lateral view

Tab. 1  
Measurements and counted indices of cave bear skulls from some studied localities

<i>Ursus spelaeus</i> – the skulls	Bystriansky závrt	Medvedia Cave in the Slov. raj.	Medvedia Cave under Sivý hill		
	No. 338/77	No. 501/77	680	681	DGP
skull length (from the anterior-most point of skull to the posterior border of occipital condyles)	436.5	513.0	387.7	386.9	358.4
max. skull length	472.3	571.4	—	397.4	367.8
skull length (from the anterior-most point of skull to the lower border of foramen magnum)	413.2	481.0	363.0	340.2	337.6
length of the face part of the skull	363.0	418.3	318.6	298.0	288.1
length of the cerebral part of the skull	115.5	173.2	—	132.4	103.1
medium length of the nasal bones	—	124.0	94.5	93.0	90.1
lateral length of the nasal bones	78.0	132.8	97.0	101.2	105.3
palate length	244.5	289.3	214.3	206.0	186.4
length (from the posterior border of the palate to the posterior border of the pterygoid hamulus)	55.5	70.6	75.0	61.6	85.7
rostrum width	96.6	124.0	95.5	84.3	84.6
zygomatic width	—	—	—	—	—
interorbital width	—	—	—	—	78.4
postorbital width	88.4	97.0	86.0	80.6	—
mastoid width	193.0	255.6	189.8	—	—
skull height	—	—	—	—	155.6
height of the right upper canines	—	37.0	—	—	35.3
height of the left upper canines	—	52.0	—	—	—
length from the upper P4 to the upper M2: dex.	93.0	95.6	80.6	80.2	90.3
length from the upper P4 to the upper M2: sin.	90.5	91.0	78.4	78.4	90.2
the same in % of the max. skull length: dex.	19.7	16.7	—	20.2	24.6
the same in % of the max. skull length: sin.	19.2	15.9	—	19.7	24.5
frontal width	125.4	161.6	130.6	103.4	112.0
length from the upper canine to the upper M2: dex.	168.4	189.6	151.0	144.8	148.0
length from the upper canine to the upper M2: sin.	167.6	187.0	148.6	143.2	147.2
the same in % of the max. skull length: dex.	35.7	33.2	—	36.4	40.2
the same in % of the max. skull length: sin.	35.5	32.7	—	36.0	40.0

Tab. 1 (part 2)

<i>Ursus spelaeus</i> – the skulls		Važec Cave			
	580/77	582/77	1137/77	1698	6499
skull length (from the anterior-most point of skull to the posterior border of occipital condyles)	—	438.0	394.5	445.0	429.5
max. skull length	500.8	484.4	408.0	448.5	464.0
skull length (from the anterior-most point of skull to the lower border of foramen magnum)	444.5	414.6	372.3	424.0	408.0
length of the face part of the skull	375.9	356.0	315.4	394.5	—
length of the cerebral part of the skull	146.0	136.3	122.3	128.1	—
medium length of the nasal bones	103.6	106.9	106.0	107.1	90.0
lateral length of the nasal bones	110.7	117.0	109.2	117.4	93.9
palate length	257.0	243.6	223.6	258.8	234.0
length (from the posterior border of the palate to the posterior border of the pterygoid hamulus)	—	71.7	62.4	77.0	72.0
rostrum width	113.5	112.8	86.5	105.0	100.4
zygomatic width	—	—	—	—	—
interorbital width	—	—	—	—	—
postorbital width	88.4	84.3	81.0	92.6	90.8
mastoid width	—	222.8	188.6	218.6	209.0
skull height	—	—	—	207.2	—
height of the right upper canines	—	36.0	—	—	—
height of the left upper canines	30.8	—	—	—	—
length from the upper P4 to the upper M2: dex.	92.0	89.3	89.0 (a)	—	—
length from the upper P4 to the upper M2: sin.	94.2	94.8	85.5 (a)	98.2	90.8
the same in % of the max. skull length: dex.	18.4	18.4	21.8	—	—
the same in % of the max. skull length: sin.	18.8	19.6	21.0	21.9	19.6
frontal width	136.0	128.6	125.0	145.5	135.0
length from the upper canine to the upper M2: dex.	176.8	162.0	159.0	—	—
length from the upper canine to the upper M2: sin.	173.5	168.0	156.5	181.6	173.6
the same in % of the max. skull length: dex.	35.3	33.4	39.0	—	—
the same in % of the max. skull length: sin.	34.7	34.7	38.4	40.5	37.4

(DGP = Department of the Geology and Paleontology. (a) – alveolously measured)

male, probably from the period of the pre-Denekamp Interstadial.

### The Demänovská Iadová Cave

The measured **skull** (No. 1,980) without the mandible, coloured to yellow, with broken off the right zygomatic arch belongs to a cave bear cub (the skull seams had not yet grown and knitted together). The measurements of this cub skull are: the skull length (from the anterior-most point of skull to the lower border of foramen magnum) is 262 mm, the length of the face part of the skull is 260 mm, the medium length of the nasal bones is 57.2 mm, the lateral length of the nasal bones is 64.4 mm, the palate length is 186.6 mm, the length (from the posterior border of the palate to the posterior border of the pterygoid hamulus) is 58 mm, the rostrum width is 85.9 mm, the postorbital width is 75 mm, the mastoid width 134.4 mm, the skull height is 127.2 mm, the length from P4 to M2 is 87.2 mm (dex.) and 82.2 mm (sin.) and the frontal width is 91.4 mm.

The premolars (**P4**) and molars (**M1, M2**) are preserved together with a fragment of the upper left canine. The teeth were faintly damaged and abraded. The P4 dex. was covered by the original stony sediment. It made it impossible to measure this tooth. The measurements of the P4 sin. were as follows: the max. length is 19.9 mm and the max. width is 13.0 mm.

The M1 and M2 were also covered by the original stony sediment. This made it impossible to measure and describe these teeth. The average measurements of the both M1 dex. and M1 sin. are: max. length is 30 mm, the width of the frontal part is 19.2 mm, the width of the back part is 19.9 mm, the paracone length is 11.5 mm and the metacone length is 10.3 mm. The average measurements of the both

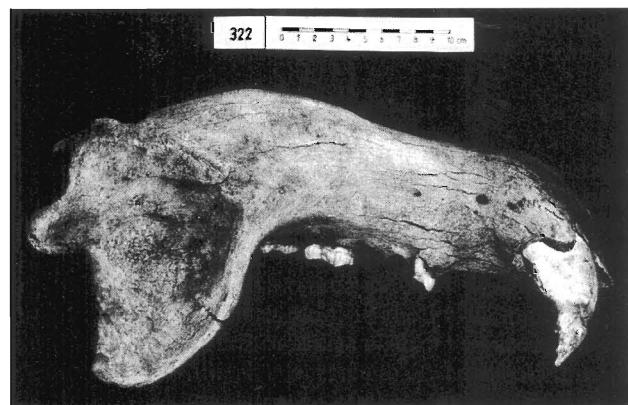


Photo 2. *Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth – the mandible from the Vyvieranie Cave, the Pleistocene, lateral view

M2 dex. and M2 sin. are as follows: the max. length is 42.2 mm, the width at the place of the paracone is 22.2 mm and the width at the place of the hypocone is 17.7 mm.

The ascertained measurements show the speleoid character of the studied skull teeth, except for the frontal part width of the M1, which is smaller in both cases.

### The Vyvieranie Cave

The left part of the **mandible** (No. 322) was faintly damaged below the canine on the buccal side (see Tab. 2 and Photo 2). Only c inf., p4, m2 and m3 were preserved of all of the lower teeth. The c inf. has both the damaged crown and root, too. The p4, m2 and m3 are faintly abraded, whereas the second lower molar has the third parasitic root and the third lower molar is damaged on the lingual side. The tooth crowns were coloured to yellow-white and their measurements are as follows:

Tab. 2  
Measurements and counted indices of the cave bear mandibles from some studied localities

<i>Ursus spelaeus</i> – mandibles	Vyvieranie No. 322	Malá Ládinka No. 5.812 (1/93)	Medvedia Cave in the Slov. raj. No. 497/77	Medvedia Cave under Sivý hill
mandible length	338.2	259.1	337.5	328.3
height of the c inf.	54.0	–	–	–
length of the p4 – m3	111.8	89.7	108.6	109.0
length of the p4 – m3 in % of the mandible length	33.1	34.6	32.2	33.2
length of the c inf. – m3	202.4	152.9	210.0	199.4
length of the c inf. – m3 in % of the mandible length	59.9	59.0	62.2	60.7
max. height of the mandible	159.8	–	–	155.0

Tab. 2 (part 2)

<i>Ursus spelaeus</i> – mandibles	332/77	486/77	487/77	489/77	1139/77
mandible length	325.5	–	283.3	–	–
height of the c inf.	–	–	–	–	–
length of the p4 – m3	97.0	100.0	97.4	89.4	108.0
length of the p4 – m3 in % of the mandible length	29.8	–	34.4	–	–
length of the c inf. – m3	210.5	175.4	175.6	211.8	194.8
length of the c inf. – m3 in % of the mandible length	64.7	–	62.0	–	–
max. height of the mandible	146.3	–	134.0	–	–

**c inf.**: the tooth length measured from tip to root tip (not along the length of the tooth) is 100 mm, the lengthwise average of the crown base is 27.6 mm, the transverse average of the crown base is 21.5 mm and the crown height is 35.9 mm.

**p4 sin.**: the maximum length is 10.4 mm and the maximum width is 10.1 mm.

**m2 sin.**: the tooth length is 32.2 mm, the width of the frontal part is 19.4 mm, the width of the back part is 19.5 mm, the frontal part length on the lingual side is 16.3 mm, the back part length on the lingual side is 14.8 mm, the frontal part length on the buccal side is 20 mm and the back part length on the buccal side is 12.6 mm.

**m3 sin.**: the tooth length is 31.3 mm, the width in the frontal part is 21 mm and the width at the back part is 19.2 mm.

### The Domica Cave

Altogether 36 teeth (7 C sup., 8 c inf., 1 p4 sin., 4 M1 dex., 3 M1 sin., 5 M2 dex., 5 M2 sin., 1 m2 dex. and 2 m3 dex.) and a damaged left part of a toothless mandible from the Domica Cave have been studied.

Four left (No. 522, 590, 634/1 and 634/2) and 3 right (No. 622/2, 622/3 and 634/4) **C sup.** were studied (see Photo 3). The crowns, coloured mostly to white, yellow, red-brown, brown to black, were damaged or broken off in 6 cases. Only 2 teeth had abraded crowns. The roots, coloured to yellow, red-brown, brown to black, were preserved entirely in 4 cases, however, most of these were damaged on the surface. Three canines had broken off at their roots. The average measurements of upper canines are: the tooth length measured from tip to root tip (not along the length of the tooth) is 106.8 mm, the lengthwise average of the crown base is 20.6 mm, the transverse average of the crown base is 16.1 mm and the crown height is 29.2 mm.

Altogether 5 right (No. 521, 524, 526/5, 622/1 and 622/4) and 3 left (No. 523, 622/5 and 634/3) **c inf.** have been studied (see Photo 3). All of the teeth had damaged or had broken off their crowns. The crowns, coloured to shades of white, yellow, red-brown to shades of brown and grey, were mostly unabraded or faintly abraded (6 teeth) respectively. The roots, coloured mostly to yellow-brown and red-brown, were preserved entirely in 5 cases. The same number of roots were damaged on the surface too. One canine had a cover of Mn-oxides at its root. The average measurements of upper canines are: the tooth length measured from tip to root tip (not along the length of the tooth) is 91.5 mm, the lengthwise average of the crown base is 21.8 mm, the transverse average of the crown base is 16.8 mm and the crown height is 34 mm.

The crown of one **p4** (No. 519/77) was coloured white. The protoconid is damaged by a transverse cleavage and its accessory cusps on the lingual side are faintly abraded. The roots are coloured yellow. This tooth was studied *in situ*, in a fragment of the left part of the mandible. The crown length is 14.7 mm and the crown width is 9.4 mm.

Altogether 7 **M1** (No. 335/77, 337/77, 526/2, 526/3, 523/6, 611/2 and 631/2) have been measured, of which four molars have damaged and abraded crowns. The crowns were coloured to white, yellow, red-brown, brown, grey to grey-black. The paracone, the biggest cusp on the buccal side, had developed an accessory cusps on the front side in each of the teeth. The paracone on the inner side was mostly smooth (in 4 teeth), an in 3 teeth this cusp was unabraded. The metacone, situated behind the paracone, had developed an accessory cusp in each tooth, too, but at the back. The inner side of the metacone was either smooth (2 teeth) or rugged (2 teeth). In four cases, this cusp was abraded. The protocone mostly protruded as an undivided (5 teeth) and unabraded (5 teeth) cusp. A small cusp, situated between the protocone and mostly abraded metaconule (4 teeth), was abraded in 5 cases and was always shorter than the metaconule. Only two molars had morphologically marked and unabraded middle faces. The roots, coloured yellow-white, red-brown, brown and grey-brown, were broken off and damaged on their surface in three cases. The average measurements of M1s are: the max. length is 27.4 mm, the width of the frontal part is 18.4 mm, the width of the back part is 18.1 mm, the length of the frontal part measured at the middle is 11.9 mm, the length of the back part measured in the middle is 14.9 mm, the paracone length is 11 mm and the metacone length is 10.5 mm. The four teeth are broader in the front than at the back, one molar is narrower in the front, and two teeth are as broad in the front as at the back. The length of the back part measured at the middle of the molar was always bigger than the length of the frontal part measured at the middle of the molar. The metacone is relatively lower and shorter than the paracone, except for in two molars. On the basis of these marks and measurements, we can say, that the studied material belonged to individuals of the species *Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth.

Of the largest molar type (**M2**, see Photo 4) the 7 remaining teeth out of 10 teeth (No. 335/77, 337/77, 525, 526/1, 526/7, 631/1, 631/2, 635/1, 635/2 and 635/3) had



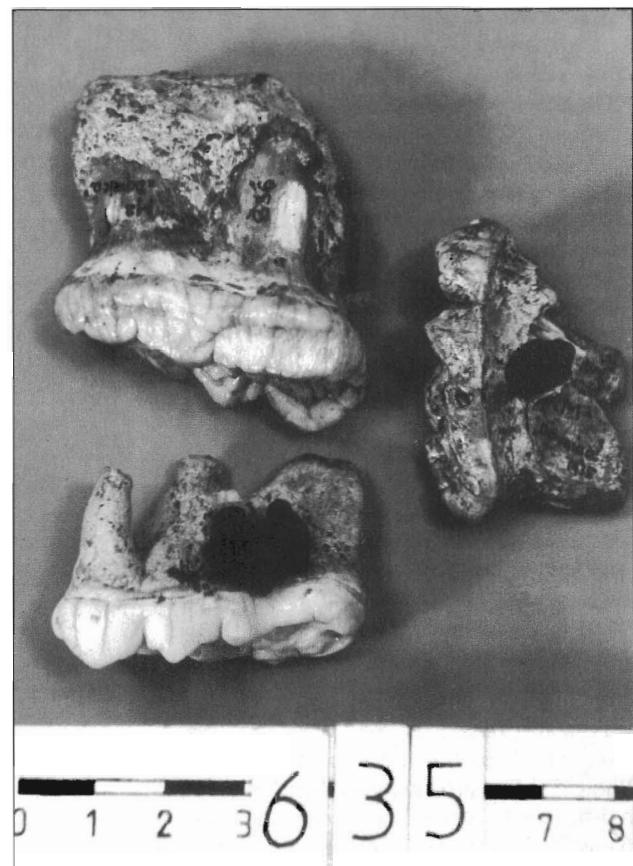
Photo 3. *Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth – upper and lower canines from the Domica Cave, the Pleistocene, lateral view.

unabraded or faintly abraded crowns. Half of these molar crowns, coloured from white, yellow, brown to grey, were undamaged. A cover of Mn-oxides is on the surface of one molar crown and a flaw was found on one molar, too. The paracone had developed an accessory cusp in 7 cases, separated from the main one by a groove. One tooth had also two accessory cusps situated behind the paracone, this was faintly abraded in three cases. The metacone had developed accessory cusps, too, except in those where it was not abraded (2 teeth). The cross-ridge, situated on the inner side of this cusp, was either faintly developed or it was not developed (3 teeth). Two molars had distinctly developed this cross-ridge, and in 3 cases accessory cusps were formed, serving to the same purpose as the cross-ridge. The distinct cusp, uniquely divided into two lesser cusps (2 teeth), was situated behind the metacone in 8 cases. One molar had developed a cross-ridge in two accessory cusps formed on the inner side, behind the metacone. The protocone, situated opposite of the paracone on the lingual side, was divided into two lobes in 7 cases and one molar had its protocone divided to three. This cusp was faintly abraded on 4 teeth. The metaconule was distinctly developed and divided into two or three cusps in 2 teeth only. The hypocone appears mostly as distinct cusps (6 teeth). In one case, the hypocone had developed one accessory cusp at the back. The talon was morphologically marked, mostly with an oval shape of the crown back. The roots, coloured to white, yellow-grey, red-brown to brown, were for the most part not preserved in their entirety. The average measurements of the M<sub>2</sub>s are as follows: the max. length is 44.2 mm, the width at the place of the paracone is 21.5 mm and the width at the place of the hypocone is 18.3 mm. The observed range of the maximum molar length is from 41 to 47.2 mm. The maximum width measured at the place of the paracone was always larger than the maximum width measured at the place of the hypocone.

The measurements of one **m<sub>2</sub>** (No. 611/1) are as follows: the tooth length is 29.6 mm, the width of the frontal part at the place of the metaconid is 17.6 mm, the width of the back part at the place of the hypoconid is 20.3 mm, the frontal part length on the lingual side is 15.6 mm, the back part length on the lingual side is 11.3 mm, the frontal part length on the buccal side is 17.5 mm and the back part length on the buccal side is 11.8 mm.

The crowns of two **m<sub>3</sub>** (No. 611/3 and No. 633/77) were unabraded or faintly abraded respectively, coloured to yellow to brown. The paraconid is markedly large, divided into two cusps. The metaconid along with the entoconid are either unmarked or broken off. The hypoconid is faintly abraded, with developed accessory cusps. The protoconid of one molar is developed as a marked cusp, but the other molar had abraded its protoconid. The average measurements of two m<sub>3</sub>s are: the tooth length is 28.3 mm, the width in the frontal part is 18.8 mm and the width at the back part is 17.3 mm.

The left branch of the **mandible** (No. 537/77), coloured to brown, has had its *processus muscularis* and back part broken off. It is toothless and, perhaps, with patho-



**Photo 4.** *Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth – the second upper molars from the Domica Cave, the Pleistocene, lateral view

logical phenomena at the sites of the alveoli (swollen bone tissue). The length from p<sub>4</sub> to m<sub>3</sub> is 108.2 mm and the length from c inf. to m<sub>3</sub> is 199 mm.

#### The Malá Ládlnica Cave

Altogether one canine fragment, one right upper canine, and one right mandible with p<sub>4</sub>, m<sub>1</sub>, m<sub>2</sub> and m<sub>3</sub> of a cave bear have been measured.

The lengthwise average of the crown base of the **canine fragment** (No. 342/1) is 24 mm and the transverse average of the crown base of this fragment is 17 mm.

The measurements of the damaged and abraded **C sup. dex.** (No. 342/2) are as follows: the tooth length measured from tip to root tip (not along the length of the tooth) is 87.5 mm, the lengthwise average of the crown base is 22.1 mm, the transverse average of the crown base is 17 mm and the crown height is 26.1 mm.

The measurements of the **mandible** (No. 5.812 (1/93)) are in the Tab. 2. and its teeth are as follows:

**p4 dex.:** the tooth length is 13.7 mm and the maximum width is 8.3 mm.

**m1 dex.:** the tooth length is 27.2 mm, the trigonid length is 10.3 mm, the talonid length is 11.2 mm, the width at the back narrow of the tooth is 11.6 mm, the

length of the entoconid foremost cusp is 5.9 mm, the length of the entoconid hindmost cusp is 6.3 mm, the width at the place of the protoconid is 10.1 mm, the width at the place of the hypoconid is 13.8 mm, the frontal part length on the buccal side is 15.7 mm, the back part length on the buccal side is 11.3 mm, the paraconid length is 5.4 mm and the metaconid length is 9.6 mm.

**m2 dex.:** the tooth length is 27.7 mm, the width of the frontal tooth part is 16.7 mm, the width of the back tooth part is 18.1 mm, the frontal part length on the lingual side is 17.6 mm, the back part length on the lingual side is 10 mm, the frontal part length on the buccal side is 14 mm and the back part length on the buccal side is 12 mm.

**m3 dex.:** the tooth length is 24.3 mm, the width in the frontal part is 17.1 mm and the width at the back part is 16 mm.

#### The Medvedia Cave in the territory of the Slovenský raj Mts.

Altogether one left part of a mandible and one skull of a cave bear have been studied from this cave.

The left part of the **mandible** (No. 497/77, see Tab. 2), coloured to brown-yellow and including the c inf., p4, m1, m2 and m3, had its *processus muscularis* broken off.

The **c inf. sin.** of this mandible has an abraded white crown, damaged by a transverse cleavage. The lengthwise average of the crown base is 29.8 mm, the transverse average of the crown base is 22 mm and the crown height is 30.4 mm.

The crown of **p4 sin.** is faintly abraded on the lingual side. The length of this tooth is 16 mm and the width 11.4 mm.

The abraded crowns of the both **m1 sin.** and **m2 sin.** are colored white. The measurements of the first lower molar are as follows: the tooth length is 32.4 mm, the width at the back narrow of the tooth is 12.5 mm, the width at the place of the protoconid is 11.8 mm, the width at the place of the hypoconid is 14.5 mm, the frontal part length on the buccal side is 21 mm, the back part length on the buccal side is 10.6 mm, the paraconid length is 7 mm and the metaconid length is 13.4 mm. The measurements of the second lower molar are as follows: the tooth length is 31.8 mm, the width of the frontal part is 17.8 mm, the width of the back part is 19.6 mm, the frontal part length on the lingual side is 17 mm, the back part length on the lingual side is 15.6 mm, the frontal part length on the buccal side is 19.5 mm and the back part length on the buccal side is 11 mm.

The **m3 sin.** has an abraded protoconid and hypoconid. Also, this molar was damaged on the lingual side and at the back margin. The middle field of the tooth was still morphologically marked. The length of this molar is 28 mm, the width in the frontal part is 21.1 mm and at the back part is 13.2 mm.

The **skull** of the cave bear (No. 501/77, see Photo 5)

belongs to a male. The zygomatic arches of this skull are broken off and its external narial aperture is damaged. This is one of the largest cave bear skulls discovered in Slovakia (see Tab. 1).

The only teeth of this skull being preserved are I1, I2, I3, C sup., P4 and M2 on the right side and I1, C sup., P4, M1 and M2 on the left side. The crowns of these teeth are coloured white, damaged (especially the upper canines), and are abraded. The average measurements of the teeth are as follows:

**I1:** the crown height is 5.9 mm, the lengthwise crown average is 12 mm and the transverse crown average is 9.3 mm.

**I2 dex.:** the crown height is 8.6 mm, the lengthwise crown average is 13.4 mm and the transverse crown average is 12.8 mm.

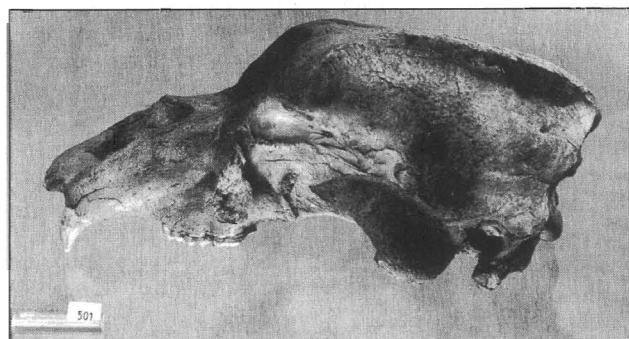
**I3 dex.:** the crown height is 11.6 mm, the lengthwise crown average is 16.2 mm and the transverse crown average is 17.4 mm.

**C sup.:** the tooth length measured from top to root tip (not along the length of the tooth) is 95 mm, the lengthwise average of the crown base is 28.6 mm, the transverse average of the crown base is 19.8 mm and the crown height is 33.8 mm.

**P4:** the max. length is 21.4 mm and the max. width is 15.1 mm.

**M1 sin.:** the maximum length is 28.6 mm, the maximum width of the frontal part is 19.3 mm, the maximum width of the back part is 19.6 mm, the width of the middle part is 18.2 mm, the paracone length is 10.4 mm and the metacone length is 10.4 mm.

**M2:** the max. tooth length is 46 mm, the width at the place of the paracone is 24 mm and the width at the place of the hypocone is 20.9 mm.



**Photo 5.** *Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth – the skull from the Medvedia Cave in the territory of the Slovenský raj Mts., the Pleistocene, lateral view, approximately 1/7 of the natural size.

#### The Medvedia Cave under Sivý hill

Altogether one left lower canine, one left part of a mandible, and three skulls from this site have been measured.

The crown of **c inf. sin.** (No. 683), coloured to grey-brown, is very damaged. Also, the root of this tooth, colou-

red from yellow-brown to dark-brown, is very damaged on the surface. The root has been preserved in its entirety. The measurements of this canine are as follows: the tooth length measured from tip to root tip (not along the length of the tooth) is 107.8 mm, the lengthwise average of the crown base is 29 mm, the transverse average of the crown base is 21.8 mm and the crown height is 37.7 mm.

The left part of the **mandible** (see Tab. 2) with p4, m1 and m2 has a damaged *processus muscularis*. The fourth lower premolar is abraded, with a damaged protoconid. As well, the both lower molars are abraded, and coloured black. The measurements of these mandible teeth are as follows:

**p4 sin.:** the maximum length is 15.2 mm and the maximum width is 11.2 mm.

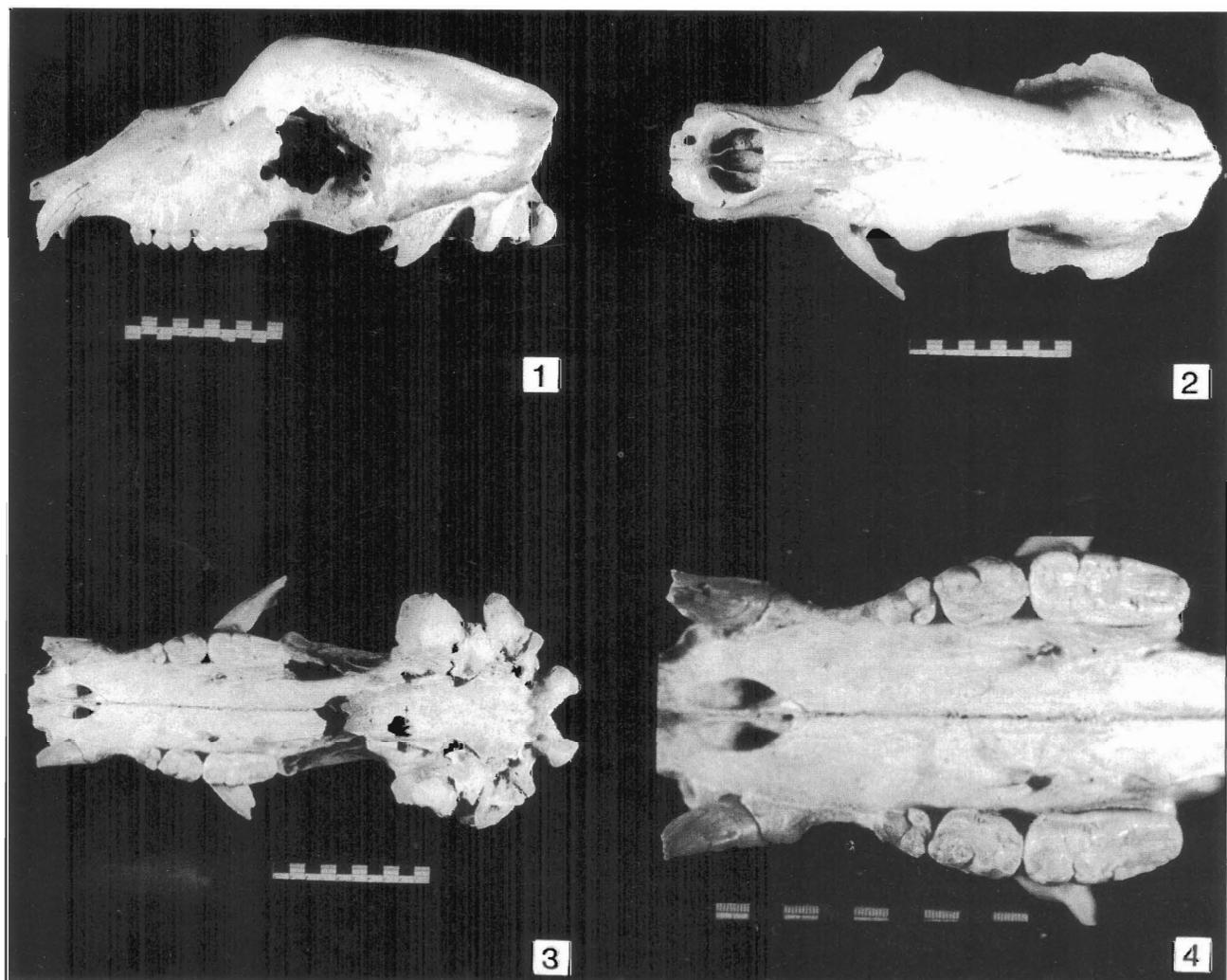
**m1 sin.:** the tooth length is 32.8 mm, the width at the back narrow of the tooth is 12.6 mm, the length of the entoconid foremost cusp is 5 mm, the length of the entoconid hindmost cusp is 4.9 mm, the width at the place of the protoconid is 13.2 mm, the width at the place of the hypoconid is 15.5 mm, the frontal part length

on the buccal side is 21 mm and the back part length on the buccal side is 11.6 mm.

**m2 sin.:** the tooth length is 31.6 mm, the width of the frontal part is 19.3 mm; the width of the back part is 20.3 mm, the frontal part length on the lingual side is 16.7 mm, the back part length on the lingual side is 13 mm, the frontal part length on the buccal side is 19.8 mm and the back part length on the buccal side is 12.9 mm.

The **first skull** (No. 680; see Tab. 1) was very damaged – the zygomatic arches and the crown part of this skull are broken off. Only P4 sin., M1 dex., M1 sin., M2 dex. and M2 sin. have been preserved of the upper teeth. The crowns of these preserved teeth are coloured white and abraded, especially the first upper molars. The morphology of the middle part of the both second upper molars is still distinct.

The **second skull** (No. 681; see Tab. 1) belongs to a female. The zygomatic arches of this skull were broken off, and the skull was damaged at the back part of the cranial base. There were situated P4 dev., P4 sin., M1 dex..



**Photo 6.** *Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth – the skull from the Medvedia Cave under Sivý hill, the Pleistocene 1 – lateral view, 2 – dorsal view, 3 – ventral view, 4 – ventral view at the occlusal side of upper teeth

M1 sin., M2 dex. and M2 sin. in the upper jaws. The crowns of these teeth, colored from white to brown-white, are unabraded, but they are damaged (for example, the paracone of the first right molar is broken off, etc.).

The **third skull** (see Tab. I and Photo 6) is deposited in the Department of Geology and Paleontology, Faculty of Sciences, Comenius University in Bratislava. As in skull No. 681 from the museum in Liptovský Mikuláš, this skull probably belonged to a female cave bear. Likewise, the zygomatic arches of this third skull have been broken off. Besides incisors, all teeth (C sup., P4, M1, M2) of the upper jaws have been preserved. Their white crowns were faintly to strongly abraded, often damaged on their surface.

The average measurements of all upper teeth from these skulls are as follows:

**C sup.:** the lengthwise average of the crown base is 20.6 mm, the transverse average of the crown base is 16 mm and the crown height is 28.5 mm.

**P4:** the max. length is 17.1 mm and the max. width is 12.2 mm.

**M1:** the maximum length is 26.8 mm, the width of the frontal part is 17 mm, the width of the back part is 16.8 mm, the width of the middle part is 16.4 mm, the paracone length is 11.2 mm and the metacone length is 10 mm.

**M2:** the max. tooth length is 42 mm, the width at the place of the paracone is 19.8 mm and the width at the place of the hypocone is 16.7 mm.

Morphologically, the described fossil material from this site belong to individuals of the species *Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth.

#### The Važec Cave

Altogether 1 i3 dex., 2 C sup., 2 c inf., 2 fragments of canines, 1 M2 dex., 1 m2 dex., 1 m2 sin., 1 m3 dex., 2 m3 sin., 2 right mandibles with m1 and m2, 1 right mandible with p4, m2 and m3, 2 left mandibles with m1 to m3 and 5 skulls with a number of preserved teeth have been measured and studied from this site.

The measurements of the single **i3 dex.** (No. 609/5) with its damaged gray-white crown are as follows: the tooth height is 45.7 mm, the crown height is 15.7 mm, the lengthwise crown average is 13.8 mm and the transverse crown average is 10 mm.

Three canines of all 5 studied **C sup.** are still situated *in situ* in the skulls. There are four left canines (No. 488/1, No. 580/77, No. 609/2, No. 1698/2) and one right (No. 582/77). The crowns of two single teeth are either damaged or abraded. They are colored white, and from yellow to brown. The roots of these canines are preserved entirely, but they are damaged on the surface. They are colored from grey-white to grey. The average measurements of upper canines are: the tooth measured from tip to root tip (not along the length of the tooth) is 88.5 mm, the lengthwise average of the crown base is 24.1 mm, the transverse average of the crown base is 19.1 mm and the crown height is 27.7 mm.

Both of the **c inf.** (right with No. 488/2 and left with No. 609/6) have damaged crowns, colored from white to grey-brown. The right lower canine has an abraded crown and the left one has a broken-off crown. The roots, colored from white, yellow-white to grey-brown, are preserved entirely, but they are damaged on the surface. The average measurements of lower canines are: the tooth measured from tip to root tip (not along the length of the tooth) is 69.2 mm, the lengthwise average of the crown base is 18 mm, the transverse average of the crown base is 11.9 mm and the crown height is 17.4 mm.

All 5 **M1** are situated *in situ* in the skulls (see "skulls" below). The average measurements of these molars are as follows: the maximum length is 28.3 mm, the width of the frontal part is 19.6 mm, the width of the back part is 19 mm, the width of the middle part is 18.2 mm, the paracone length is 11.6 mm and the metacone length is 10.9 mm.

Altogether 7 **M2** have been studied. Six are still situated *in situ* in the upper jaws of the skulls described below. The unabraded brown-white crown of the single **M2 dex.** (No. 1012) is damaged on both the buccal and lingual sides, with a transverse cleft in the middle. The paracone and the metacone have not developed accessory cusps. The protocone is divided into two lobes, of which the front lobe is larger than the back one. The hypocone is divided the same way. The metaconule is not divided. The middle area of the crown is morphologically marked. The front and back root are preserved entirely, but lateral roots are broken off. They are colored brown. The average measurements of all **M2s** are: the max. tooth length is 44.8 mm, the width at the place of the paracone is 22.4 mm and the width at the place of the hypocone is 18.1 mm.

All 4 **m1** of cave bears, similarly as **M1**, were situated *in situ* in the mandibles (see "mandibles" below). The average measurements of the first lower molars are as follows: the tooth length is 30.2 mm, the trigonid length is 13.2 mm, the talonid length is 11.7 mm, the width at the back narrow of the tooth is 11.8 mm, the length of the entoconid foremost cusp is 6.3 mm, the length of the entoconid hindmost cusp is 6.1 mm, the width at the place of the protoconid is 11.4 mm, the width at the place of the hypoconid is 14.6 mm, the frontal part length on the buccal side is 19.4 mm and the back part length on the buccal side is 11.2 mm.

Only two **m2** (No. 333/77 and No. 1012) of the remaining seven teeth of this molar type are loose; meanwhile one of these two molars is still situated in a mandible fragment (No. 333/77). The crowns of both free molars are damaged, colored from grey-white to grey. The paraconid is not divided. The metaconid of the **m2** (No. 1012) has developed two accessory cusps in front, a single accessory cusp at the back and one inside. The other molar (**m2 sin.**, No. 333/77) only has a developed accessory cusp in the front, and one at the back. The protoconid and hypoconid of both of these free molars are either abraded or they have developed one to two accessory cusps in the inside. The entoconid is divided into two cusps, with a

single small accessory cusp between entoconid and the metaconid in both cases. The middle part of the crown of the m2 sin. is abraded, the other molar has been morphologically marked its middle crown. The roots of the m2 with No. 1012 are preserved entirely, close to undamaged, colored brown. The account of the others m2 is given in the chapter "mandibles" (see below). The average measurements of all second lower molars are: the tooth length is 30.5 mm, the width of the frontal part is 18.2 mm, the width of the back part is 18.6 mm, the frontal part length on the lingual side is 16.7 mm, the back part length on the lingual side is 12.6 mm, the frontal part length on the buccal side is 18.1 mm and the back part length on the buccal side is 11.9 mm.

Altogether 6 **m3** have been measured and studied, half of them still situated in the mandibles. The crowns of 3 single molars (No. 490/77, No. 609/4, No. 1012), colored from white, brown-white to gray-yellow, are mostly damaged (2 teeth), but unabraded (2 teeth). The paraconid are either distinctly developed (2 teeth) or abraded. In one case, it is divided into more cusps. The metaconid is distinctly developed in 2 cases. The entoconid is either distinctly developed and undivided (1 tooth), or it is indistinct (1 tooth), or broken off (1 tooth). The hypoconid, along with the protoconid, was for the most part either abraded or damaged (2 teeth). The middle crown parts of these free molars are always morphologically marked. The roots of 2 single molars are still covered by the original bone tissue. The account of the other m3 is given in the section "mandibles" (see below). The average length of these molars is 27 mm, the average width in the frontal part is 18.3 mm and at the back part is 17.2 mm.

The studied **mandibles** belong to individuals of the species *Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth (see Tab. 2). No. 332/77: the right part of the mandible, colored gray, with m1 and m2, which have abraded crowns, colored from white to brown-white, and with broken off *processus muscularis*.

No. 486/77: the damaged right part of the mandible, colored gray-brown, with p4, m2 and m3, of which crowns are colored white and their roots yellow, and with broken off *processus muscularis*.

p4 dex.: the crown is damaged by the transverse cleavages which cross through the protoconid and cusps (paraconid) on the lingual side. The measurements of this tooth are as follows: the maximum length is 14 mm and the maximum width is 9.5 mm.

m2 dex.: this tooth has a damaged crown with abraded protoconid, hypoconid, back cusp of entoconid and middle crown.

m3 dex.: its crown is damaged and abraded at the protoconid and hypoconid.

No. 487/77: the right part of the mandible, colored from white to brown, includes m1 and m2 and with p4 and m3 alveoli. The crowns of the teeth, colored from white to brown, are damaged and faintly abraded. Their roots are colored from yellow to brown.

No. 489/77: the left part of the gray mandible with its

broken off *processus muscularis*, with m1, m2, m3 and with incisor, c inf. and p4 alveoli, which is secondary knited(?). The white crowns of the molars are damaged and completely abraded. This indicates an old individual. The roots are colored to yellow.

No. 1139/77: the left part of the mandible includes m1, m2 and m3, and its *prosessus muscularis* is broken off. The first lower molar has a damaged and abraded crown, colored yellow-white. Also, the white crown of the m2 sin. is damaged and abraded, especially at the entoconid, hypoconid and the middle part of the crown. The white crown of the m3 sin. is damaged at the paraconid only and it is nearly unabraded.

All of the studied **skulls** belong to individuals of the species *Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth too (see Tab. 1).

No. 580/77: this skull is missing zygomatic arches, has a damaged brain-case, especially the lower part, and with C sup. sin., M1 dex. and sin., and M2 dex. and sin. Half of the gray canine crown is broken off and abraded. The molars have their gray crowns very damaged and abraded, indicating an aged individual.

No. 582/77: this skull has broken off zygomatic arches and it has a gap on the left side of the cranium. Otherwise, this skull is nearly undamaged. Only both upper canines, P4 dex., M1 dex. and sin., and M2 sin. are preserved. The left upper canine is broken off and abraded along with the right one. The white crowns of the molars are very abraded. The fourth upper right premolar has a brown-yellow crown, which is less abraded. The measurements of this tooth are as follows: the maximum crown length is 19 mm and the maximum crown width is 15.3 mm.

No. 1137/77: the skull, perhaps a male, without zygomatic arches and only M2 dex. The yellow-white crown of this molar is abraded and damaged at the paracone.

No. 1698: this skull (from the Liptov Museum in Ružomberok) has its right zygomatic arch broken off, and a fragment of the left canine root, and with M1 sin. and M2 sin. The first upper left molar has a very damaged and abraded crown (its front part is broken off), colored brown-black. The brown-black crown of the second upper left molar is damaged and is also very abraded.

No. 6499 (172/95): this skull of the cave bear is broken into two parts, its zygomatic arches are broken off, and with M2 sin. The crown of this preserved molar, colored from white to black, is abraded and damaged.

## Discussion and conclusions

On the basis of the metric and morphologic analyses of the described remains from the studied localities, we are able to discuss and draw conclusions on the findings.

The bear skull from the Bystriansky závrt Cave, with its shape and measurements, belongs to typical individual of the species *Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth, probably from the period of the pre-Denekamp Interstadial. The morphology of the teeth proves a speleoid cha-

Tab. 3  
The comparison of some measurements of cave bear teeth from described localities with measurements adduced by the other authors

fossil remains of the bears		Einhornhöhle (Musil, 1972)		Bilzingsleben (Musil, 1991)		Gamssulzenhöhle (Rabeder, 1995)		
		<i>Ursus deningeri</i>		<i>Ursus deningeri</i>		<i>Ursus spelaeus</i>		
		o. r	average	o. r	average	I	2	3
the fourth upper premolars	max. length	16.2–22.2	18.8	14.2–20.8	18.4	20.1	19.6	20.3
	max. width	11.0–17.5	13.9	9.3–17.9	13.2	14.2	13.7	14.6
the first upper molars	max. length	22.3–30.1	26.7	19.1–30.5	26.1	28.7	28.5	28.3
	width of the frontal part	15.3–22.1	18.7	14.7–20.5	18.2	19.8	19.5	20
the second upper molars	max. length	—	—	27.0–50.6	42.4	44.4	43.5	43.9
	width at the place of the paracone	—	—	15.6–25.1	21.3	22.6	22.7	22.7
the fourth lower premolars	max. length	11.9–16.3	14.2	11.2–17.2	14.2	15.2	15.1	15.5
	max. width	8.1–11.4	9.4	7.4–13.7	9.2	10.3	10.1	10.5
the first lower molars	max. length	25.0–33.4	28.9	20.5–31.5	28	30.2	29.8	30
	talonid length	12.1–17.8	14.2	9.5–15.6	13.9	—	—	—
the second lower molars	max. length	24.1–33.3	28.8	22.9–32.5	29.1	30.6	29.5	30
	width of the back part	13.8–21.0	17.6	12.2–20.7	17.7	18.3	18	18.8
the third lower molars	max. length	20.0–31.6	25.1	20.7–31.5	26	27.6	26.6	27.7
	max. width	15.5–21.3	18.4	15.2–21.7	18.4	19.1	18.9	19.3

Tab. 3 (part 2)

fossil remains of the bears		Švédův stůl (Musil, 1962)				Pod hradem (Musil, 1965)								
		<i>Ursus spelaeus</i>		W 2		W2–W3		<i>Ursus spelaeus</i>						
		R/W + W1–2	o. r	average	o. r	average	I	average	II	average	III	average	W1	IV.
the fourth upper premolars	max. length	19.3–22.0	20.6	19.6–23.4	20.9	19.8	20.8	20.7	—	—	—	—	—	—
	max. width	13.1–15.5	14.0	13.0–16.2	14.5	14.5	14.4	14.8	—	—	—	—	—	—
the first upper molars	max. length	27.3–31.0	29.2	26.1–32.6	29.1	29.2	29.6	27.8	—	—	—	—	—	—
	width of the frontal part	17.6–21.6	19.7	18.1–21.3	19.5	20.3	19.6	18.6	—	—	—	—	—	—
the second upper molars	max. length	41.6–51.7	46.1	43.2–49.6	46.4	44.4	45.7	44.8	—	—	—	—	—	—
	width at the place of the paracone	21.9–25.4	23.1	21.1–26.0	22.5	22.4	23.3	22.5	—	—	—	—	—	—
the fourth lower premolars	max. length	—	—	15.2–17.3	15.7	15.0	15.8	16.1	15.7	—	—	—	—	—
	max. width	—	—	9.3–11.7	10.7	10.6	10.8	10.7	10.2	—	—	—	—	—
the first lower molars	max. length	29.1–32.6	31.1	28.8–33.1	31.1	30.0	30.7	30.7	29.4	—	—	—	—	—
	talonid length	13.3–16.1	14.0	13.9–15.9	14.8	14.2	14.6	14.9	14.2	—	—	—	—	—
the second lower molars	max. length	30.5–35.1	32.0	28.3–33.9	31.1	31	31.5	31.2	29.9	—	—	—	—	—
	width of the back part	17.5–21.2	18.9	17.5–21.7	19.0	18.3	18.5	18.5	18.4	—	—	—	—	—
the third lower molars	max. length	24.5–32.1	28.1	25.4–31.9	28.0	26.7	28.1	27.7	27.2	—	—	—	—	—
	max. width	17.1–23.1	19.7	18.5–22.7	20.4	18.9	19.8	20.0	19.1	—	—	—	—	—

Tab. 3 (part 3)

fossil remains of the bears		Barová (Moravia) (Musil, 1959)		Předmostí (Moravia) (Musil, 1964)		Tmavá skala (Sabol, 1998)		Okno Cave (Sabol, 1999)	
		<i>Ursus spelaeus</i>		<i>U. arctos priscus</i>		<i>Ursus spelaeus</i>		<i>Ursus sp.</i>	
		o. r.	average	o. r.	average	o. r.	average	o. r.	average
the fourth upper premolars	max. length	18.5–20.4	19.4	14.3–15.7	15.0	18.2–22.6	20.2	17.4–20.8	19.4
	max. width	11.6–14.8	13.4	8.0–9.6	9.0	11.8–16.0	13.8	11.6–15.0	13.9
the first upper molars	max. length	26.6–31.2	28.5	22.6–25.8	24.2	25.4–33.9	29.1	23.5–28.8	26.7
	width of the frontal part	18.5–21.5	19.7	16.8–18.4	17.4	16.4–20.9	18.8	14.8–19.3	17.6
the second upper molars	max. length	39.4–50.0	44.5	34.3–42.6	38.3	41.0–49.8	45.3	42.2–46.7	44.1
	width at the place of the paracone	20.7–27.2	22.7	19.2–22.2	20.6	18.6–24.6	21.6	18.7–22.0	20.9
the fourth lower premolars	max. length	13.7–17.2	15.4	—	—	14.1–17.4	15.9	14.3–19.4	15.9
	max. width	10.0–14.3	11.3	—	—	8.4–11.2	9.7	8.0–11.0	9.4
the first lower molars	max. length	28.2–31.5	29.8	26.2–29.0	27.1	27.7–33.5	30.8	26.6–31.5	28.5
	talonid length	13.4–16.3	14.7	13.0–14.7	14.2	10.5–16.1	13.5	11.0–13.0	11.9
the second lower molars	max. length	27.0–34.0	30.0	28.0–30.8	28.8	28.0–34.2	30.9	25.9–32.6	29.5
	width of the back part	16.8–20.0	18.4	16.6–19.9	17.9	14.7–20.8	18.0	15.0–21.2	17.6
the third lower molars	max. length	24.3–30.4	27.6	21.5–26.5	24.2	19.8–32.8	26.7	21.0–31.8	26.9
	max. width	18.1–20.8	19.5	16.2–19.3	17.3	16.0–21.7	18.6	15.3–20.5	18.0

Tab. 3 (part 4)

fossil remains of the bears		Bystriansky závrt Cave <i>Ursus spelaeus</i>		Demänovská ľadová Cave <i>Ursus spelaeus</i> (juv.)		Vyvieranie Cave <i>Ursus spelaeus</i>		Domica Cave <i>Ursus spelaeus</i>	
		o. r. average		o. r. avearge		o. r. avearge		o. r. avearge	
		o. r.	average	o. r.	avearge	o. r.	avearge	o. r.	avearge
the fourth upper premolars	max. length	19.0–20.2	19.6	—	19.9	—	—	—	—
	max. width	12.7–13.0	12.9	—	13.0	—	—	—	—
the first upper molars	max. length	27.6–28.2	27.9	—	30.0	—	—	25.5–29.8	27.4
	width of the frontal part	18.8–19.9	19.4	19.0–19.3	19.2	—	—	17.0–19.4	18.4
the second upper molars	max. length	45.6–46.0	45.8	—	42.2	—	—	41.0–47.2	44.2
	width at the place of the paracone	23.4–24.0	23.7	22.0–22.3	22.2	—	—	19.8–23.6	24.5
the fourth lower premolars	max. length	—	—	—	—	—	10.4	—	14.7
	max. width	—	—	—	—	—	10.1	—	9.4
the first lower molars	max. length	—	—	—	—	—	—	—	—
	talonid length	—	—	—	—	—	—	—	—
the second lower molars	max. length	—	—	—	—	—	32.2	—	29.6
	width of the back part	—	—	—	—	—	19.5	—	20.3
the third lower molars	max. length	—	—	—	—	—	31.3	26.8–29.8	28.3
	max. width	—	—	—	—	—	21.0	18.6–18.9	18.8

Tab. 3 (part 5)

fossil remains of the bears	Malá Ládlnica Cave <i>U. spelaeus</i>	Medvedia Cave in the Slovenský raj Mts. <i>Ursus spelaeus</i>	Medvedia Cave under Sivý hill <i>Ursus spelaeus</i>	Vážec Cave <i>Ursus spelaeus</i>
	average	o. r.	average	o. r. average
the fourth upper premolars	max. length 20.6-22.2 max. width 15.0-15.2	21.4 15.1	16.8-19.6 10.8-13.9 24.6-28.2	17.1 12.2 26.8
the first upper molars	max. length —	—	width of the frontal part 28.6	—
the second upper molars	max. length —	—	width at the place of the paracone 19.3	27.2-29.0 16.3-18.1
the fourth lower premolars	max. length 13.7	—	width at the place of the metacone 44.3-47.6 23.6-24.3	17.0 17.0
the first lower molars	max. length 8.3	—	width of the back part 46.0 24.0	42.0-47.7 19.8
the second lower molars	max. length 27.2	—	width of the back part 11.4 32.4	20.4-24.4 32.8
the third lower molars	max. length 11.2 27.2 18.1 24.3 17.1	— — — — —	width of the back part 31.8 19.6 28.0 21.1	— 31.6 20.3 — —

racter, too. Their measurements correspond to those from Švédův stůl (Musil, 1962), Pod hradem (Musil, 1965) localities in Moravia, as well as from the Tmavá skala Cave (Sabol, 1998), the Demänovská ľadová Cave and the Medvedia Cave in the Slovenský raj Mts. (see Tab. 3).

The skull of the bear cub from the Demänovská ľadová Cave belongs to the species *Ursus spelaeus*, even despite the smaller width of the frontal part of the M1 (arctoid feature).

The left part of the bear mandible along with the teeth from the Vyvieranie Cave belongs morphologically and metrically to an individual of the species *Ursus spelaeus*. The teeth measurements correspond to the measurements of bear teeth from the Švédův stůl locality (Musil, 1962) and from the Medvedia Cave under Sivý hill (see Tab. 3).

The measurements of the bear teeth and mandible from the Domica Cave do not exceed the observed range of cave bear teeth, in most cases. The teeth measurements correspond to those from Pod hradem (especially findings from the Brörup Interstadial) (Musil, 1965) and Švédův stůl (especially findings from the R/W Interglacial to the W2 Stadial) (Musil, 1962) localities in Moravia, and they are similar metrically to the bear teeth from the Barová Cave (Moravia; Musil, 1959), the Okno Cave (Sabol, 1999), the Tmavá skala Cave (Sabol, 1998), the Vážec Cave and the Medvedia Cave in the Slovenský raj Mts. (see Tab. 3). The certain metric similarity with the bear teeth especially from the Bilzingsleben locality (Musil, 1991) can be evoked by the presence of the faint *arctos* features, that were especially observed in solitarily first upper molars. Altogether teeth and mandible carry the features of *spelaeus*. On the basis of this information, the individual findings of the bears from the Domica Cave were determined to be the species *Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth.

The complete shape of the right mandible from the Malá Ládlnica Cave and the absence of the first three premolar alveoli of this fossil remnant show speleoid characteristics. The crown morphology of the teeth show features of *spelaeus*, with the presence of the weak arctoid features (for example, a smaller front entoconid cusp of the m1), while from the metric point of view, these teeth correspond to the findings from Předmostí (Musil, 1964), the Vážec Cave, Pod hradem (especially findings from the Brörup Interstadial) (Musil, 1965) and the Okno Cave (Sabol, 1999) (see Tab. 3). On the basis of these features, the bear teeth from the Malá Ládlnica Cave have been ascertained to be the arctoid form of the species *Ursus spelaeus*.

Metrically and morphologically the left part of the mandible and skull from the Medvedia Cave in the territory of the Slovenský raj Mts. show typical features of *spelaeus*, which were observed in the teeth, too, excluding the first upper left molar. The width in the front part this tooth is less than the width of its back part; the lengths of the paracone and metacone are the same. These features are typical for the arctoid branch of the ursid phylogeny. Generally, the measurements of bear teeth from

the Medvedia Cave correspond to the measurements of teeth from the Švédův stůl (especially from the Last Interglacial to the Brörup Interstadial) (Musil, 1962), the Važec Cave, the Medvedia Cave under Sivý hill, the Okno Cave (Sabol, 1999) and the Bystriansky závrt Cave (see Tab. 3). On the basis of these marks, the fossil material from the Medvedia Cave we are able to conclude it is of the species *Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth from the Late Pleistocene, probably from the Last Glacial.

The bear teeth from the Medvedia Cave under Sivý hill correspond by their measurements to the measurements of findings from the Tmavá skala Cave (Sabol, 1998), the Okno Cave (Sabol, 1999), the Medvedia Cave in the Slovenský raj Mts., the Vyvieranie Cave, the Barová Cave (Musil, 1959) and Pod hradem (especially findings from the Brörup Interstadial) (Musil, 1965) (see Tab. 3). Metrically and morphologically all of the skulls and the left part of the mandible show features of *spelaeus*. On the basis of this knowledge, we determine that these findings are of *Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth.

The single teeth, mandibles and 5 skulls from the Važec Cave belong to individuals of the species *Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth from the Late Pleistocene. From the metric and morphologic point of view these fossil remains show typical features of this bear species, while some teeth show weak arctoid features, too. Also, this variability is wide in the measurements of teeth, which correspond to the findings from the sites of Pod hradem (especially from the Brörup Interstadial) (Musil, 1965), Švédův stůl (especially from the Last Interglacial to the Brörup Interstadial) (Musil, 1962), the Tmavá skala Cave (Sabol, 1998), the Medvedia Cave in the Slovenský raj Mts., the Gamssulzenhöhle (Rabeder, 1995), the Okno Cave (Sabol, 1999), the Bystriansky závrt Cave and the Domica Cave (see Tab. 3). The metric similarity of these teeth with those findings from the Einhornhöhle (Musil, 1972) and Bilzingsleben (Musil, 1991) is probably due to the presence of these weak arctoid features, described above.

Due to the unknown circumstances of their discovery, all of the bear remains from these individual sites were only dated to the Late Pleistocene, probably to the Last Glacial period (from the biostratigraphical point of view, to the Toringian, MQ 2 zone). These studied remains of cave bears represent specimens of the West Carpathian paleopopulation probably from the Late Pleistocene Period (the Last Glacial), which show metric similarity especially with findings from the Moravia Karst (Pod hradem and Švédův stůl sites).

**Acknowledgements.** The author is indebted to the Grant Agency for Science, Slovakia, for financial support (project No. I/6192/99). The author wishes to thank Dr. Peter Holec from the Department of Geology and Paleontology, Faculty of Sciences, Comenius University in Bratislava, Dr. Marcel Lalkovič, Dr. Eva Janíková from the Slovak Museum of Nature Protection and Speleology in Liptovský Mikuláš and Dr. Pavol Karč from the Liptov Museum in Ružomberok for providing the fossil bear remains from individual caves for this study, Mr L. Osvald for photos, Mrs. Matláková for her illustrations, and Mr. Michael Scoggin for his help with the correction of the text.

## References

- Augusta, J. & Hokr, Z., 1948a: O mláděti jeskynního medvěda (*Ursus spelaeus* Blmb.) z jeskyně „Domica“ ve Slovenském krasu. *Práce Št. geol. Úst. Zoš.*, 17, 29–34.
- Augusta, J. & Hokr, Z., 1948b: O zlomenině vřetenní kosti jeskynního medvěda z jeskyně „Domica“ v Jihoslovenském krasu. *Práce Št. geol. Úst. Zoš.*, 17, 35–38.
- Dub, O. (red.) et al., 1977–1982: Encyklopédia Slovenska I–VI. *Veda, Bratislava*, 3984.
- Erdbrink, D. P., 1953: A Review of Fossil and Recent Bears of the Old World I–II. *Min. Geol. Inst. Rijks. Univ. Utrecht*, Deventer, 598.
- Fejfar, O., 1953: Zpráva o výskumu Medvědí jeskyně ve Slovenském raji. *Krásy Slovenska*, 30, Bratislava, 1–3.
- Feriancová-Masárová, Z. & Hanák, V., 1965: Stavovce Slovenska IV – Cicavce. *SAV, Bratislava*, 336.
- Heller, F., 1955: Ein kleinerer Bär (*Ursus sackdillingensis* n. sp.) in der cromerischen Fauna der Sackdillinger-Höhle (Oberpfalz) *Neu. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Abh.*, 12, 520–530.
- Hokr, Z., 1946: Příspěvek k poznání jeskynních medvědů z jeskyně Domica u Plešivce na Slovensku. *Věst. Št. geol. Úst. Čs. Republiky*, XXI, Praha, 181–185.
- Holec, P., 1982: Säugetiere (Vertebrata, Mammalia) des Neogens und Quartärs der Slowakei (ČSSR) übersicht der Kenntnisse. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 38, 207–217.
- Holec, P., 1985: Vertebratenfauna des Quartärs in der Slowakei. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 39, 115–128.
- Holec, P., 1986: Neueste Resultate der Untersuchung von neogenen und quartären Nashörnern, Bären und Kleinsäugern in dem Bereich der Westkarpaten (Slowakei). *Acta Univ. Carol., Geol. Špinar*, 2, 223–231.
- Janáčik, P. & Schmidt, Z., 1965: Medvedia jaskyňa v Stratenskej hornatine (Slovenský raj). *Slov. Kras.*, 5, Obzor, Martin, 10–36.
- Kernátová, J., 1994: Kvartérne stavovce – najmä cicavce (Hmyzožravce, netopiere a hľadavce) Slovenska a ich biostratigrafický význam. *Manuskript – archív Kat. geol. paleontol. PF UK, Bratislava*, 92.
- Kučera, B., Hromas, J. & Skřivánek, F., 1981: Jeskyně a propasti v Československu. *Academia, Praha*, 252.
- Ložek, V., Sekyra, J., Kukla, J. & Fejfar, O., 1957: Výzkum Velké Jasovské jeskyně. *Anthropozikum*, VI., ČSAV, Praha, 193–282.
- Malez, M., 1987: Pleistocenski sisavci (Mammalia) iz spilje Durkoviće (Hercegovina, Jugoslavija). *Rad Jug. Akad. Znan. Umjetn. (Zagreb)*, 431, 93–130.
- Musil, R., 1953: Jeskynní medvěd z jeskyně Aršamítka. *Československý kras*, Brno, 6, 154–156.
- Musil, R., 1956: Nové osteologické nálezy z jeskyně Axamitky. *Anthropozikum*, V., ČSAV, Praha, 47–54.
- Musil, R., 1957: Osteologické nálezy ze štěrkovny pod Stránskou skálou, část I. *Anthropozikum*, VI., ČSAV, Praha, 193–282.
- Musil, R., 1959: Jeskynní medvěd z jeskyně Barové. *Cas. Morav. Mus. – Acta Mus. Morav. Sci. natur.*, XLIV., Brno, 89–111.
- Musil, R., 1960: Paläontologische Funde in Sedimenten der Letzten Zwischeneiszeit. *Cas. Morav. Mus. – Acta Mus. Morav.*, XLV., Brno, 99–136.
- Musil, R., 1962: Die Höhle „Švédův stůl“, ein typischer Höhlenhyänenhorst. Die Erforschung der Höhle Švédův stůl 1953–1955. *Stud. Mus. Morav. – Anthropos*, Brno, 13, 97–260.
- Musil, R., 1964: Die Braunbären aus dem Ende des letzten Glazials. *Cas. Morav. Mus. – Acta Mus. Morav.*, Vědy přírodní – Sci. natur., XLIX., Brno, 83–102.
- Musil, R., 1965: Die Bärenhöhle Pod hradem. Die Entwicklung der Höhlenbären im letzten Glazial. *Anthropos*, Brno, 18, 7–92.
- Musil, R., 1972: Die Bären der Stránská skála, Stránská skála I., 1910–1945. *Stud. Mus. Morav. – Anthropos*, Brno, 20, 107–111.
- Musil, R., 1980a: *Ursus spelaeus* – Der Höhlenbär I Weimarer Monographien zur Ur – und Frühgeschichte, Weimar, 96.
- Musil, R., 1980b: *Ursus spelaeus* – Der Höhlenbär II Weimarer Monographien zur Ur – und Frühgeschichte, Weimar, 120.
- Musil, R., 1981: *Ursus spelaeus* – Der Höhlenbär III Weimarer Monographien zur Ur – und Frühgeschichte, Weimar, 112.

- Musil, R., 1991. Die Bären von Bilzingsleben. *Bilzingsleben IV.*, Berlin, 81–102.
- Musil, R., 1996: Čertova pec a její fauna. *Slov. Kras.*, XXXIV, Liptovský Mikuláš, 5–56.
- Paunović, M., 1987: Studie der Vorderzähne des *Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth aus der Höhle Velika Pecina. NW Kroatien. *Rad Jug. Akad. Znan. Umjetn.* (Zagreb), 43/1, 31–52.
- Rabeder, G., 1995: Evolutionsniveau und Chronologie der Höhlenbären aus der Gamssulzen-Höhle im Toten Gebirge (Oberösterreich). *Mitt. Komm. Quartär. Österr. Akad. Wiss. (Wien)*, 9, 69–81.
- Sabol, M., 1998: Jaskynný medved' (*Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth) z jaskyne Tmavá skala. *Mineralia Slov.*, 30, 4, 285–308.
- Sabol, M., 1999: The fossil bears from the Okno cave (Demänová valley, Slovakia). *Mineralia Slov.*, 31, 2, 87–108.
- Schmidt, Z., 1965: Metrická charakteristika fosílnych vertebrát v zbierkach Vlastivedného múzea v Spišskej Novej Vsi. In: *Zbor Východoslovenského múzea v Košiciach*, VI. A, Košice, 119–133.
- Schmidt, Z., 1970: Výskyt a geografické rozšírenie medvedov (*Ursus nae*) na území slovenských Karpát. *Slov. Kras.*, VIII, Rosa, Liptovský Mikuláš, 7–20.
- Schmidt, Z. & Chrapan, J., 1970: Datovanie osteologickeho materiálu fosílnych Ursidae metódou  $^{14}\text{C}$  z Medvedej jaskyne v Slovenskom raji. *Slov. Kras.*, VIII, Rosa, Liptovský Mikuláš, 69–82.
- Skutil, J., 1938: Paleopolitikum Slovenska a Podkarpatskej Rusi. *Matica Slovenská, Turčiansky Sv. Martin*, 258.
- Skutil, J., 1951: Nálezy medvědích os penis z Važecké jeskyně. *Čs. Kras.*, Brno, 4, 143.
- Sládeček, J., 1991: Kraniometrische Charakteristik der westkarpatischen Population des Braunbären (*Ursus arctos*) und Hinweise zu ihrer subspezifischen Stellung. *Folia Zoologica, Praha*, 40, 3, 215–229.

## Fosílne nálezy medvedov jaskynných z vrchnopleistocennych sedimentov niektorých jaskýň na Slovensku

Skúmaný materiál je z ôsmich slovenských jaskýň, nachádzajúcich sa na úpätí Západných Tatier (Medvedia jaskyňa pod Sivým vrchom), Nízkych Tatier (Bystriansky závrt, Demänovská ľadová jaskyňa, Vyvieranie), v Liptovskej kotline (Važecká jaskyňa), v Slovenskom raji (Medvedia jaskyňa), v Slovenskom krase alebo na južnom Slovensku (Domica, Malá ľadnica). Väčšinou ide o fluviokrasové jaskyne, ležiace v nadmorskej výške od 460 m do 1133 m.

Fosílne zvyšky medvedov jaskynných sú uložené v depozite Slovenského múzea ochrany prírody a jaskyniarstva v Liptovskom Mikuláši. Výnimkou sú nálezy z Demänovskej ľadovej jaskyne, ktoré sú v Liptovskom múzeu v Ružomberku, z Važeckej jaskyne, z ktorých časť je v Slovenskom múzeu ochrany prírody a jaskyniarstva v Liptovskom Mikuláši, ale druhá časť v Liptovskom múzeu v Ružomberku a jedna lebka medveda jaskynného je uložená v depozite Katedry geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave.

Nálezové okolnosti väčšiny zvyškov nie sú známe, ale fosílne zvyšky medvedov z týchto jaskýň sú zo starších zberov. Dovedna sa z metrickej a morfológickej stránky prešutovalo 136 Zubov (z nich 66 voľných), 10 sánok a 11 lebiek (jedna juvenilného medveda). Metricky sa skúmaný materiál porovnával s nálezmi z iných slovenských, moravských, alpských a balkánskych lokalít, a to bez ohľadu na vek lokalít a druhové určenie fosílií.

Lebka medveda z Bystrianskeho závrtu patrí typickému reprezentantomu druhu *Ursus spelaeus*. Dokazuje to speleoidná morfológia korunkie zubov, ktoré sa rozmermi blížia medvedímu zubom z lokality Švédov stôl, Pod hradom, ale aj Tmavá skala, Demänovská ľadová jaskyňa a Medvedia jaskyňa v Slovenskom raji.

Lebka mládala z Demänovskej ľadovej jaskyne i napriek menšej prednej šírke pri obidvoch prvých vrchných stoličkách, čo je arktoidný znak, patrila juvenilnému zástupcovi medvedov jaskynných.

Z jaskyne Vyvieranie pochádzajúca ľavá vetva sánky so zubmi, ktoré sa rozmermi najviac blížia zubom medvedov jaskynných z lokality Švédov stôl a Medvedia jaskyňa pod

Sivým vrchom, patrila typickému jedincovi druhu *Ursus spelaeus*.

Zuby aj sánka z Domice rozmermi zodpovedajú variačnému rozpätiu zubov medveda jaskynného. Sú približne také veľké ako zuby z lokality Pod hradom (hlavne brörupský interštadiál), Švédov stôl (hlavne ém – wûrm) a podobajú sa nálezom z jaskýň Barová, Okno, Tmavá skala, Važecká a Medvedia jaskyňa v Slovenskom raji. Istú metrickú podobnosť so zubmi najmä z lokality Bilzingsleben vyvolávajú slabé arktoidné znaky. Nálezy z Domice majú v celku speleoidný charakter, a preto sa zaradujú do druhu *Ursus spelaeus*.

Speleoidnú povahu sánky z jaskyne Malá ľadnica dokazuje jej tvar, a najmä chýbanie alveol po predných črenových zuboch. Zuby majú speleoidnú morfológiu korunkie so slabými arktoidnými znakmi a podobné rozmery ako nálezy z Předmostia, Važeckej jaskyne, z lokality Pod hradom (hlavne  $W_{1/2}$ ) a Okno. Podľa týchto znakov sa zuby zaradili do atypickej formy druhu *Ursus spelaeus*.

Nálezy z Medvedej jaskyne v Slovenskom raji sú morfológicky aj metricky speleoidné. Výnimkou je M1 s arktoidnými znakmi. Celkovo sa tieto zuby rozmermi blížia nálezom z lokality Švédov stôl (hlavne ém – brörup), Pod hradom z Važeckej jaskyne, Medvedej jaskyne pod Sivým vrchom, Okna a Bystrianskeho závrtu. Podľa týchto znakov sa skúmaný fosílny materiál zaradil do druhu *Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth.

Fosílne zvyšky medvedov z Medvedej jaskyne pod Sivým vrchom, z ktorých zuby sa rozmermi blížia nálezom z Tmavé skaly, Okna, Medvedej jaskyne v Slovenskom raji, Vyvierania, Barovej a Pod hradom (hlavne brörup), majú z metrickej aj morfológickej stránky speleoidné znaky, podľa ktorých patria do taxónu *Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth.

Voľné zuby, sánky a päť lebiek z Važeckej jaskyne patria medvedom druhu *Ursus spelaeus*, ale na niektorých zuboch sú slabé arktoidné znaky. Malá variabilita sa odráža aj v ich rozmeroch, ktoré sa blížia rozmerom nálezov z lokalít Pod hradom (hlavne brörup), Švédov stôl, Tmavá skala, Medvedia

jaskyňa v Slovenskom raji, Gamssulzenhöhle, Okno, Bystriansky závrt a Domica. Istá podobnosť v rozmeroch zubov s medvedimi z Einhornhöhle a Bilzingslebenu môže vyplývať z už spomenutých slabých arktoidných znakov.

Všetky nálezy zo študovaných lokalít sú z vrchného pleistocénu, pravdepodobne z posledného glaciálu. Biostratigra-

ficky ich možno zaradiť do toringu, a to do zóny MQ 2. Skúmané fosílné zvyšky medveďov jaskynných reprezentujú vzorku západokarpatskej populácie tohto druhu pravdepodobne z vrchného pleistocénu (posledný glaciál), ktorá sa metricky do istej miery podobá najmä nálezom z Moravského krasu (Pod hradom, Švédov stôl).

# Zygododon turicensis (Schinz, 1833) (Vertebrata, Mammalia, Proboscidea) z lokality Devínska Nová Ves (Slovensko)

PETER HOLEC

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 18. 12. 2000, revidovaná verzia doručená 26. 6. 2001)

## Zygododon turicensis (Schinz, 1833) (Vertebrata, Mammalia, Proboscidea) from Devínska Nová Ves (Slovakia)

A fragment of the skull of the species Zygododon turicensis (Schinz, 1833) is described from the locality Bonanza on northern slope of the Devínska Kobyla Hill (Viena Basin). The fragment was found in the marine sands of Middle Miocene – Upper Badenian age. Fauna marine lamellibranchian, sharks and fishes were found together.

**Key words:** Vertebrata, Mammalia, Proboscidea, Middle Miocene, Viena Basin

## Úvod

V roku 1986 našiel Š. Meszároš na lokalite Štokeravská vápenka-Bonanza na severnom svahu Devínskej Kobyle (Bratislava, mestská časť Devínska Nová Ves; pozri obr. 1) fragment podnebnej časti lebky so zubom  $M^2$ ,  $M^3$  dext. a  $M^3$  sin. mastodonta *Zygododon turicensis* (Schinz; pozri obr. 2–5). Zvyšok bol vo vrstve s morským pieskom v tesnej blízkosti veľkého balvana, ktorý ho sčasti zakrýval. Podrobnosti o lokalite a nálezoch iných stavovcov uvádza Holec et al. (1987). Litologický profil a faunu žralokov a kostnatých rýb opísal Holec (2001).

Materiál je v súkromnej zbierke M. Hornáčka v Smoleniciach.

## Systematická časť

Rad: PROBOSCIDEA Illiger, 1811, Chobotnáče  
Podrad: ELEPHANTOIDEA Osborn, 1921, Slonotvaré

Čefad: MASTODONTIDAE Girard, 1852  
(zygodontné mastodonty)

Rod: *Zygododon* Vacek, 1877

*Zygododon turicensis* (Schinz, 1833)

Obr. 2–5

- 1877 Mastodon tapiroides Cuvier. – M. Vacek: Über Österreichische Mastodonten etc., p. 4–6, tab. 7, fig. 4  
1877 Mastodon Borsoni Hays. – M. Vacek: Über Österreichische Mastodonten etc., p. 6–8, figs. 3, 3a  
1879 Mastodon tapiroides, Cuvier – Lortet et E. Chantre: Recherches sur les Mastodontes etc., p. 24, tab. 9, figs. 1–10  
1891 Mastodon turicensis – A. Gaudry: Les Mastodontes, p. 4, tab. 1, figs. 2, 2a  
1891 Mastodon turicensis (tapiroides) – A. Gaudry: Ibidem, p. 4, tab. 2, fig. 6  
1909 Mastodon turicensis Schinz – L. Mayet: Étude sommaire Mammifères fossiles etc., p. 45, fig. 21  
1917 Mastodon (Zygododon) tapiroides Cuvier – G. Schlesinger: Die Mastodonten etc., p. 146, tab. 21, figs. 1–8, tab. 22, figs. 1–4

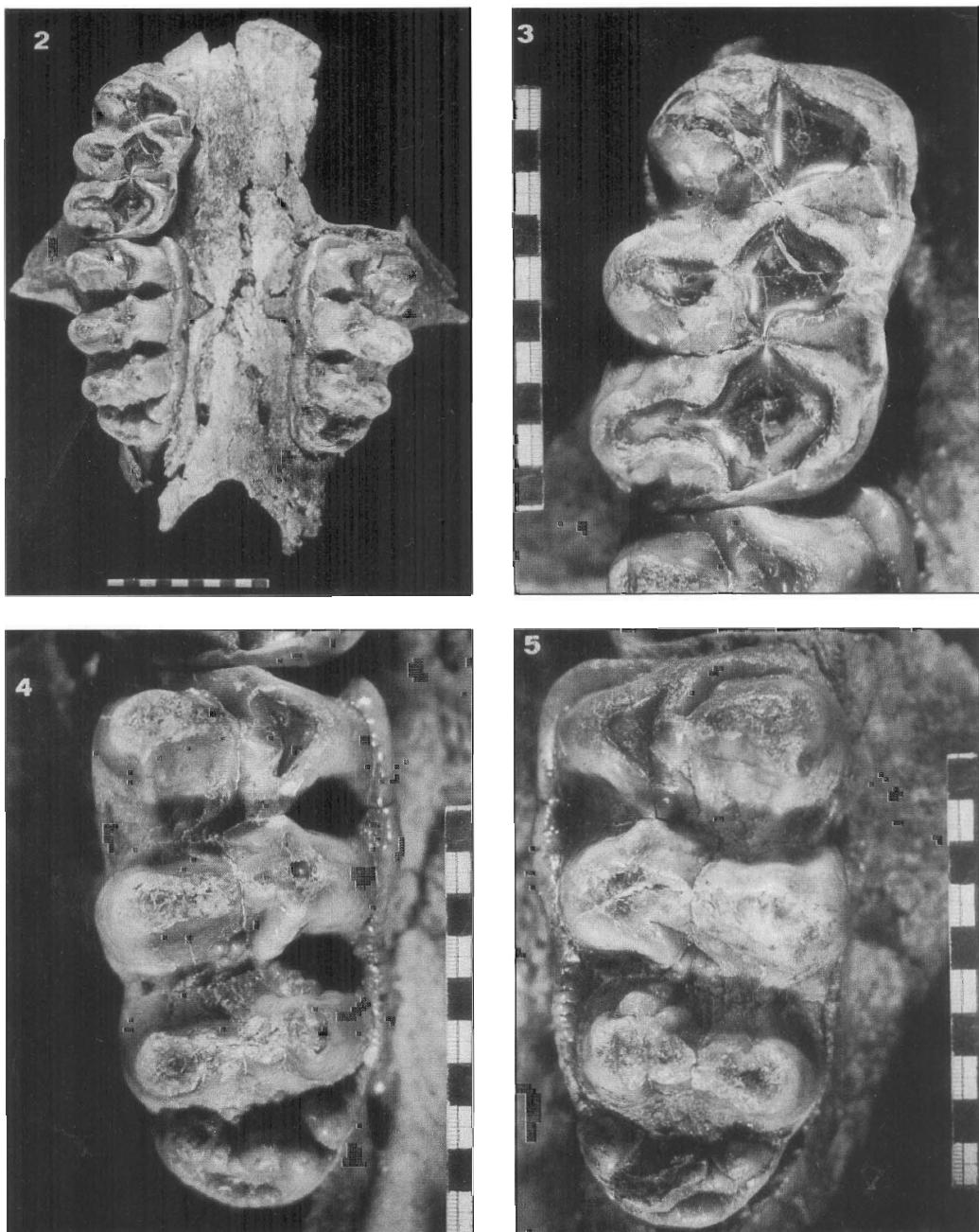
- 1922 Mastodon (Zygododon) tapiroides Cuvier – G. Schlesinger: Die Mastodonten der Budapester Sammlungen etc., p. 84–87, tab. 13, figs. 3–4, tab. 14, fig. 4  
1954 Mastodon (Zygododon) turicensis Schinz – H. Zapfe: Die Fauna der miozänen Spaltenfüllung in Neudorf p. 75–82, tab. 1–2, text tab. 1–2  
1975 Zygododon turicensis (Schinz, 1833) – H. Tobien: The Structure of Mastodont Molar etc., p. 197, figs. 1–16  
1976 Zygododon turicensis (Schinz, 1833) – H. Tobien: Zur paläontologischen Geschichte der Mastodonten etc., p. 158, fig. 9, fig. 25  
1978 Zygododon turicensis – H. Tobien: An advanced zygodont mastodont etc., p. 239–248 (242), fig. 3  
1979 Zygododon turicensis (Schinz, 1833) – P. Holec: Stavovce neogénu a bazálneho kvartéru etc., p. 61, tab. 15, figs. 1–2, tab. 16, figs. 1–2, tab. 17, figs. 1–2, tab. 18, figs. 1–2, tab. 19, figs. 1–2, tab. 20, figs. 1–2, tab. 21, fig. 1  
1985 Zygododon turicensis (Schinz, 1833) – P. Holec: Finds of Mastodon etc., p. 22–32, tab. 5, figs. 1–2, tab. 6, figs. 1–2, tab. 7, figs. 1–2, tab. 8, figs. 1–2, tab. 9, figs. 1–2, tab. 10, figs. 1–2, tab. 11, figs. 1–2, tab. 12, figs. 1–2, tab. 13, figs. 1–2  
1985 Zygododon turicensis (Schinz, 1833) – L. Seidl: Fauna mastodontov etc., p. 75, figs. 2–4, foto 5–6

**Opis:** Zachovaný je fragment podnebnej časti lebky so zubom  $M^2$ ,  $M^3$  dext. a  $M^3$  sin. (obr. 2). Z lebky sa zachovaly



Obr. 1. Mapka Slovenska s vyznačením lokality Bonanza.

Fig. 1. Schematic map of Slovakia with position of Bonanza locality.



**Tab. I. 2** – Celkový pohľad na fragment podnebia so zubom  $M^2$ ,  $M^3$  dext. a  $M^1$  sin. *Zygolophodon turicensis* (Schinz). Hore je rostrálny okraj. 3 – Detailnejší pohľad na žuvaciu plochu  $M^2$  dext. *Zygolophodon turicensis* (Schinz). Bukálny okraj zuba je bližšie k mierke, mesiálny je hore na všetkých obrázkoch. 4 – Detailnejší pohľad na žuvaciu plochu  $M^3$  dext. *Zygolophodon turicensis* (Schinz). Palatinálny (= linguálny) okraj zuba je bližšie k mierke. 5 – Detailnejší pohľad na žuvaciu plochu  $M^1$  sin. *Zygolophodon turicensis* (Schinz). Bukálny okraj zuba je bližšie k mierke.

**Tab. I. 2** – General view on a fragment of the skull with  $M^2$ ,  $M^3$  dext. and  $M^1$  sin. *Zygolophodon turicensis* (Schinz). Rostral edge is above. 3 – More detail view on a occlusion surface  $M^2$  dext. *Zygolophodon turicensis* (Schinz). Buccal margin of the tooth is near the scale. In all pictures mesial edge of the tooth is above. 4 – More detail view on occlusion surface  $M^3$  dext. *Zygolophodon turicensis* (Schinz). Palatinal (lingual) margin of the tooth is near the scale. 5 – More detail view on occlusion surface  $M^1$  sin. *Zygolophodon turicensis* (Schinz). Buccal margin of the tooth is near the scale.

vala pravá a ľavá časť jarmového výbežku (*processus palatinus dex. et sin.*), vystupujúce na úrovni prvého hrebeňa  $M^3$  dext. et sin. (resp. z úrovne kontaktu  $M^2$

dext. a  $M^3$  dext.) a horizontálna časť podnebnej kosti (*pars horizontalis ossis palatini*). Časť *alveoli dentales* pred  $M^2$  sin. je odlomená. Ľavý a pravý veľký podnebný

$\text{z}$	$\text{z}$	$\text{z}$	$\text{z}$	$\text{z}$	VEK V MILIÓNOCH ROKOV
STREDNÝ MIOCÉN			VRCHNÝ MIOCÉN		ODDELENIE
báden	9/12	sarmat	11/15	panón	STUPEŇ
Astarak			Valles		CICAVCE – VEK
7/8		9	10	MN – ZÓNY	
+					<i>Zygolophodon turicensis</i>
—					<i>Mammut borsoni</i>
*					LOKALITA BONANZA

**Tab. 2.** Stratigrafická tabuľka s rozšírením mastodonta *Zygolophodon turicensis* a vekom lokality Bonanza (čiastočne podľa Daxnera-Höcka, 1996, upravené).

**Tab. 2.** Table of stratigraphic range of the *Zygolophodon turicensis* (Schinz) and age position of fossiliferous bed on the locality Bonanza (Partly after Daxner-Höck, 1996).

otvor (*foramen palatinus majus dext. et sin.*) sú posunuté 19,4 mm rostrálne od zadného okraja  $M^3$  dext. et sin. Ich vzájomná vzdialenosť je 40,0 mm. Z veľkých podnebných otvorov rostrálne vybiehajú podnebné brázdy (*sulci palatini dext. et sin.*). Z vnútornej strany fragmentu vidno kaudálne zahnuté zubné korene.

**Rozmery celého zvyšku:** maximálna šírka (laterálna vzdialenosť) 325,0 mm, maximálna dĺžka (orálno-kaudálna vzdialenosť) 371,0 mm, dĺžka  $M^2 + M^3$  244,6 mm, vzdialenosť medzi prednými okrajmi  $M^3$  dext. a  $M^3$  sin. meraná na prvom hrebeni pri báze korunky 77,3 mm, vzdialenosť medzi  $M^3$  dext. a  $M^3$  sin. meraná pri konci zubov na úrovni posledného hrebeňa 81 mm.

Zuby sú silne abradované, čo vidno najmä na  $M^2$  dext., ale aj na obidvoch vrchných tretích stoličkách, pričom  $M^3$  sin. je abradovanejšia ako  $M^3$  dext. Na zuboch nealterujú polhrebene.

#### Rozmery $M^2$ dext. (mm)

max. dĺžka	max. šírka	d/s
115,6	70,4 (na 3.)	1,64
číslo hrebeňa:	1	2
šírka hrebeňa:	65,0	69,3
výška korunky na postrite:	21,6	28,4
výška korunky na pretrite:	15,0	14,4
		30,3
		19,0

Hrubka skloviny rozličných častí zuba dosahuje 5,0 mm a namerala sa na prednej časti pretritu druhého hrebeňa (hypokón).

**Vysvetlivky:** Tretí hrebeň je talón, postrit je vonkajšia (bukálna) časť zuba smerom od mediálneho sulku, pretrit vnútorná (palatinálna).

**Opis:  $M^2$  dext.** Zub je silne abradovaný, a tak obnažený dentín tvorí až „trojlístkový“ obrazec (obr. 3). Žuvaním sa obnažilo dokonca i cingulum pri báze palatinálnej (vnútornej) steny zuba. Prvý predný crescentoid (*anterior crescentoid 1*) je abradovaný úplne. Náznak cingula je

v prvej dolinke v jej bukálnej (vonkajšej) postritovej časti pri báze korunky. Žuvacia plocha  $M^2$  dext. je rovnobežná s horizontálnou časťou podnebnej kosti, kým žuvacie plochy  $M^3$  dext. et sin. sú mierne sklonené bukálne.

**Opis  $M^3$  dext.** Zub sa obrúsil žuvaním tak, že na hrboľoch postritu aj pretritu je – s výnimkou tretieho hrebeňa pretritu (na talóne za hypokónom) – obnažený dentín. Z protokónu zbieha predný a zadný hrebienok (krescentoid) po prednej a zadnej stene hrebeňa šikmo na mediálny sulkus. Predné steny hrebeňov (obrátené rostralne) sú strmšie ako zadné (obrátené kaudálne alebo aborálne), na postrite (vonkajšom polhrebeni) nie sú hladké, ale na prvom sú naznačené až dobre viditeľné hrboľčeky. Najviac je ich na tretej stene v jej mediálnej časti (obr. 4). Zub má tri hlavné hrebene a jeden polovičný (resp. talón je z jedného hlavného a z jedného polovičného hrebeňa). Úplne vzadu na korunku je ešte štvrtoblúkovitý nízky hrebeň. Tento zub je najobrúsenejší na prvých dvoch hrebeňoch na vnútornej (palatinálnej) strane (na pretrite), tretí hrebeň na vonkajšej (postritovej) polovicí. Výrazné cingulum sa tiahne od prednej vnútornej strany cez celý vnútorný okraj zubnej korunky až za tretí hrebeň zuba (za prvý hrebeň talónu) a tam tvorí štvrtý hrebeň, ktorý sa skladá zo štyroch väčších a dvoch menších hrboľov. Za štvrtým hrebeňom je už spomenutý štvrtoblúkovitý nízky hrebeň. Malé cingulum je aj na báze parakónu pri okraji korunky.

Pri pohľade na žuvaciu plochu  $M^3$  dext. vidno, že zub je najširší v prednej časti na druhom hrebeni (pozri rozmery) a smerom dozadu sa zužuje. Pri  $M^2$  dext. je to naopak – predná časť je najužšia a smerom dozadu sa rozširuje. Na tomto fragmente lebky pred  $M^2$  dext. nevidno nijakú alveolu (pozri obr. 2). Pozoruhodné sú aj zubné korene, ktorých koncové (apikálne) časti sa silne stáčajú dozadu (kaudálne), čo naznačuje, že zub v čelusti mohol pri ontogenetickom vývoji jedinca vykonávať istý minimálny pohyb dopredu. Toto „cestovanie“ zuba v čelustiach je naplno vyvinuté pri pravých slonoch – archidiskodontoch, mamutoch a pri dnešných slonoch.

**Rozmery M<sup>3</sup> dext. (mm)**

max. dĺžka	max. šírka	d/š		
137,9	76,6 (na 2.)	1,80		
číslo hrebeňa:	1	2	3*	4**
šírka hrebeňa:	73,3	76,6	68,5	50,4
výška koreňa na postrite:	37,7	45,0	34,4	22,7
výška koreňa na pretrite:	35,0	40,6	48,6	28,3
hrúbka skloviny:	5,2–6,0 mm			

**Opis M<sup>3</sup> sin.** Zub je akoby zrkadlovým obrazom M<sup>3</sup> dext., ale prvý hrboľ na pretrite talónu je abradovaný tak, že sa trochu obnažil dentín. Najobnaženejší dentín je podobne ako pri M<sup>3</sup> dext. na protokóne, kde sa začína vytvárať „trojlístkový“ vzor dentínu (obr. 5).

**Rozmery M<sup>3</sup> sin. (mm)**

max. dĺžka	max. šírka	d/š		
143,2	76,6 (na 2.)	1,80		
číslo hrebeňa:	1	2	3*	4
šírka hrebeňa:	75,7	76,8	66,1	49,2
výška koreňa na postrite:	38,3	32,5	31,5	20,5
výška koreňa na pretrite:	34,2	39,0	37,2	28,8
hrúbka skloviny:	4,8–5,8 mm			

\* – tento vonkajší hrboľ na talóne je mimoriadne silne posluhnutý abráziou

\*\* – posledný hrebeň na talóne nie je rovnocenný s prvými troma hrebeňmi; je to len akési veľmi zväžšené cingulum

**Poznámky a vzťahy.** *Zygolophodon turicensis* patrí medzi zygodontné, trilofodontné longirostriné mastodonty. Pri tomto druhu nealterujú polhrebene na zubných korunkách (Tobien, 1975). Je predkom druhu *Mammuthus borsoni* (Hays). Zo súčasníka zygodonta, ale bunodontného mastodonta *Gomphotherium angustidens* sa koncom miocénu vyvinul druh *Anancus arvernensis*.

**Paleogeografické a stratigrafické rozšírenie.** Na území Slovenska sa tento druh vyskytuje vzácně. Z klasických vápencových puklín zo Štokeravskej vápenky jeho zvyšky opísal Zapfe (1954; M<sup>3</sup> dext., M<sup>2</sup> dext. a úlomok pravého horného kla). Fragment pravej čeluste s P4, M1 dext. sa našiel aj v pieskovni Sandberg, ktorého sedimenty sú rovnakého veku ako morský piesok lokality Bonanza. Sú to sandberské vrstvy (v zmysle Barátha et al., 1994) a sú asi trochu staršie ako ľlové vrstvy v hnedoruhnej (lignitej) bani Mier v Novákoch (Holec, 1985), kde sa našli fragmenty spodného a vrchného zuba mastodonta *Zygolophodon turicensis*. Bohatšie nálezy sú z Czujanovej pieskovne pri Mikulove na južnej Morave (Česká republika) (Holec, 1985; Seitl, 1985). Rod *Zygolophodon* bol rozšírený v cicavčej zóne MN 5–9 (orlean až valles; pozri tab. 1). Lokalitu Štokeravská vápenka – klasické Zapfego pukliny – dáva Bruijn et al. (1992) do zóny astarak – sansan, čo zodpovedá zóne MN 6. Zvyšky terestrickej fauny sa našli v *terra fusca*. Hornú hranicu týchto terestrických

sedimentov spodnobádenského veku prekrývajú vrstvy morského sandberského piesku vrchnobádenského veku (Baráth et al., 1994). Zvyšok mastodonta sa našiel blízko hranice týchto dvoch vrstiev, ale ešte v morských sandberských psamitoch. Aj podľa sprievodnej fauny predpokladáme, že ide o vek astarak a MN zónu 7/8 (pozri tab. 2).

**Záver**

Nález fragmentu čeluste so zubami mastodonta druhu *Zygolophodon turicensis* je štvrtý na Slovensku a druhý v Štokeravskej vápenke a umožňuje zaradiť nálezovú vrstvu lokality Bonanza a ostatných zvyškov cicavcov do biozóny astarak, MN zóny 7/8, ktorá je ekvivalentná strednému miocénu – vrchnému bádenu (pozri tab. 2).

**Podakovanie.** Ďakujem E. Petríkovej za zhotovenie obr. 1 a stratigrafickej tabuľky, L. Osvaldovi za fotografie a grantovej agentúre SR za pridelenie grantu I/6192/99.

**Literatúra**

- Bruijn, de H., Daams, R., Daxner-Höck, G., Fahlbusch, V., Ginsburg, L., Mein, P., Morales, J., Heinemann, E., Mayhew, D. F., Muellen, van den, A. J., Schmidt-Kittler, N. & Telles Antunes, M., 1992: Report of the RCMNS working group on fossil mammals. Reisenburg 1990. *Newsletter Stratigr. (Berlin-Stuttgart)*, 26, 2/3, 65–118.
- Daxner-Höck, G., 1996: Faunenwalden im Obermiozän und Korelation der MN – „Zonen“ mit den Biozonen des Pannons der Zentralen Paratethys. *Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. Orients*, 21, 1–9.
- Gaudry, A., 1891: Quelques remarques sur les mastodontes a propos de l'animal de Cherichira. *Mém. Soc. géol. France*, 8, 1–6.
- Holec, P., 1979: Stavovce (Vertebrata) neogénu a bazálneho kvartéru Západných Karpát – hiparióny (Equidae) a mastodonty (Proboscidea, Mammalia). *Manuskript – archív PF UK*, 135.
- Holec, P., 1985: Finds of mastodon (Proboscidea, Mammalia) Relics in Neogene and Quaternary sediments of Slovakia (ČSSR). *Západ. Karpaty. Sér. Paleont.*, 10, 13–53.
- Holec, P., Klembara, J. & Meszároš, Š., 1987: Discovery of new fauna of marine and terrestrial vertebrates in Devínska Nová Ves. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 3, 349–356.
- Holec, P., 2001: Miocene drensnokožce a kostnaté ryby (Chondrichthyces et Osteichthyces, Vertebrata) z viedenskej panvy pri Bratislave (Slovensko). *Mineralia Slov.*, 33, 111–134.
- Lortet, L. & Chantre, E., 1897: Études des paléontologique dans le Bassin du Rhône. Periode tertiaire. Recherches sur les mastodontes et les faunes mammalogiques qui les accompagnent. *Arch. Mus. Hist. natur. Lyon*, 285–311.
- Mayet, L., 1909: Étude sommaire des Mammifères fossiles des Faluns de la Touraine. *Ann. Univ. Lyon. Nouvelle Sér. 1, Sci. Médecine. Fasc.*, 26.
- Schlesinger, G., 1917: Die Mastodonten der k. k. Naturhistorisches Hofmuseums I, Wien, 230.
- Schlesinger, G., 1922: Die Mastodonten der Budapester Sammlungen. *Geologica hung.* Ser. geol., palaeont., II, 1, 1–284.
- Seitl, L., 1985: Fauna mastodontov (Proboscidea, Mammalia) moravské časti Vídeňské pánve. *Acta Mus. Moraviae*, LX, Brno, 71–92.
- Tobien, H., 1975: The Structure of the Mastodont Molar (Proboscidea, Mammalia) Part 2, The Zygodont and Zygobunodont patterns. *Mainzer geowiss. Mitt.*, 4, Mainz, 195–233.
- Tobien, H., 1976: Zur paläontologischen Geschichte der Mastodonten (Proboscidea, Mammalia). *Mainzer geowiss. Mitt.*, 5, Mainz, 143–255.
- Vacek, M., 1877: Über Österreichische Mastodonten und ihre Beziehungen zu den Mastodonarten Europas. *Abh. Geol. Reichsanst. Bd. VII, H. 4*, Wien, 1–45.
- Zapfe, H., 1954: Die Fauna der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf a. d. March (ČSR) Proboscidea. *Sitz.-Ber. Bayer. Akad. Wiss.. math.-naturwiss. Kl.*, I, 163, 71–87.

# Využívanie transmisnej elektrónovej mikroskopie a difrakcie pri štúdiu minerálov

MÁRIA ČAPLOVIČOVÁ<sup>1</sup>, PAVEL FEJDI<sup>2</sup> a JOZEF KRIŠTÍN<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Centrálné laboratórium elektrónovooptických metód Prírodovedeckej fakulty UK,  
Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

<sup>2</sup>Katedra mineralógie a petrologie Prírodovedeckej fakulty UK,  
Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 29. 1. 2001, revidovaná verzia doručená 24. 5. 2001)

## Application of transmission electron microscopy and electron diffraction in mineralogy

Paper deals with principles and possibilities of transmission electron microscopy and electron diffraction in mineralogy. Samples preparation, imaging, diffraction techniques (SAED, CBED) as well as analytical electron microscopy (AEM) are discussed.

**Key words:** TEM, electron diffraction, SAED, CBED, HRTEM, analytical electron microscopy

## Úvod

Začiatok komerčnej výroby elektrónových mikroanalyzátorov na sklonku 60. rokov 20. stor. priniesol dvetedy nebývalé experimentálne možnosti pri štúdiu chemického zloženia minerálov. Údaje o ňom získané z objektov mikrometrových rozmerov umožnili:

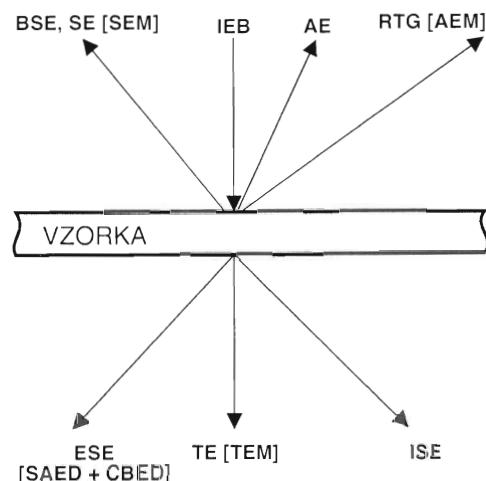
- detailne študovať petrologicky významné minerály,
- definovať nové minerály,
- charakterizovať drobné uzavreniny v minerálnych fázach,
- určovať zonálnosť zŕn a pod.

Na druhej strane treba konštatovať, že táto experimentálna metóda neposkytuje nijaké informácie o štruktúrnom stave študovanej látky. Pri experimentoch s extrémne malými uzavreninami sú získané údaje navyše problematické, pretože vzniká „matrixový efekt“, keď sa rtg. žiarenie produkuje súčasne v uzavrenine aj v hostiteľskom mineráli a výsledkom experimentov sú nepoužiteľné údaje o chemickom zložení. Uvedený problém je možné riešiť pomocou transmisnej elektrónovej mikroskopie (ďalej TEM).

Cieľom tohto príspevku je poskytnúť informácie o možnostiach aplikácie TEM pri štúdiu minerálov najmä na základe súhrne publikovaných príspevkov v práci Busecka et al. (1992), Hrivňáka (1986), Jandoša et al. (1985), Tanaku et al. (1985), Hrena et al. (1979), Edingtona (1976) a našich vlastných vedomostí a skúseností. Pretože táto experimentálna metodika nemá kodifikovanú slovenskú terminológiu, používame anglické termíny a z nich odvozené skratky.

Všetky fotografické obrazové prílohy tejto práce boli urobené na transmisnom elektrónovom mikroskopе

JEM-2000FX japonskej firmy JEOL v centrálnom laboratóriu elektrónovooptických metód Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave. Uvádzané príklady a obrázky sú najmä z materiálového výskumu.



**Obr. 1.** Schematické znázornenie interakcií primárneho elektrónového lúča so vzorkou. Primárny elektrónový lúč (IEB), transmitované elektróny (TE), elastičky rozptýlené elektróny (ESE), neelastičky rozptýlené elektróny (ISE), Augerove elektróny (AE), späťne rozptýlené elektróny (BSE), sekundárne elektróny (SE), charakteristické rtg. žiarenie (RTG). V zátvorkách je uvedená meracia technika alebo zariadenia používané na detekciu príslušného signálu.

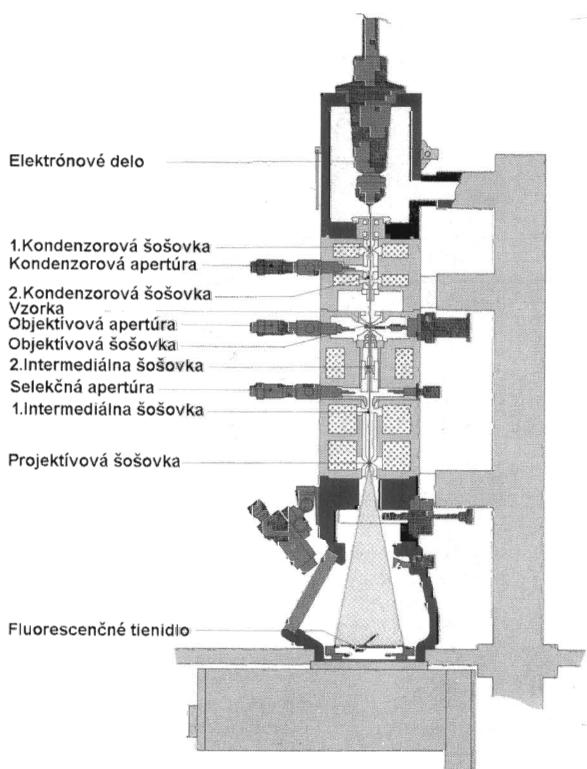
**Fig. 1.** Signals produced from a sample irradiated by an electron beam together with measurement techniques and instrumentation used to detect the respective signals – backscattered electrons (BSE), secondary electrons (SE), Auger electrons (AE), elastically scattered electrons (ESE), inelastically scattered electrons (ISE), transmitted electrons (TE), emitted X-ray (RTG).

## Princípy a možnosti TEM

Pri prechode primárneho elektrónového lúča (Incident Electron Beam – IEB) vzorkou vhodnej hrúbky (výraz „vhodná hrúbka“ vysvetľujeme ďalej; obr. 1) sa jeho časť späťne rozptýli (Back Scattered Electrons – BSE), časť prejde vzorkou bez rozptylu (Transmitted Electrons – TE), časť sa elasticky (Elastically Scattered Electrons – ESE) a časť neelasticky rozptýli (Inelastically Scattered Electrons – ISE). Časť energie primárneho lúča sa podľa zákona o zachovaní energie použije na emisiu rtg. žiarenia, časť na emisiu sekundárnych (Secondary Electrons – SE) a Augerových elektrónov (Auger Electrons – AE). Okrem toho vzniká katódová luminescencia. V TEM sa na tvorbe obrazu zúčastňujú transmitované, elasticky a neelasticky rozptýlené elektróny. Sekundárne a späťne rozptýlené elektróny sa využívajú pri tvorbe obrazu v riadkovacom elektrónovom mikroskopе. Späťne rozptýlené elektróny poskytujú informácie o ekvivalentných atómových číslach minerálnych fáz (takto získané obrázky sa označujú ako kompozícia) a registrácia sekundárnych elektrónov umožňuje študovať morfologické detaily pri veľkom zväčšení. Charakteristické rtg. žiarenie a Augerove elektróny sa využívajú pri určovaní chemického zloženia.

## Konštrukcia prístroja

Zásadné konštrukčné prvky transmisného elektrónového mikroskopu sú znázornené na obr. 2. Zdrojom elektrónov



Obr. 2. Priečny rez stĺpea TEM.

Fig. 2. Cross-section of TEM column.

je elektrónové delo, ktoré sa skladá z katódy, Wehneltovho valca a anódy. Emisiu elektrónov bežne zaistuje termoemisná katóda z tenkého volfrámového vlákna zohnutého do tvaru písmena V. Elektróny emitované hrotom katódy urýchľuje vysoké napätie medzi katódou a anódou. Wehneltov valec, ktorý obklopuje katódu, vyvoláva ich čiasťočnú fokusáciu. Systém katóda – Wehneltov valec – anóda slúži okrem uvedeného aj na prenos elektrónového lúča do poľa elektromagnetickej kondenzorovej šošovky. Kondenzorový systém prenáša a ďalej fokusuje urýchlený elektrónový lúč z katódy na preparát. Elektrónový lúč po prejdení vzorkou vchádza do poľa objektívov. Objektívovou clonou sa môžu od transmitovaných elektrónov odfiltrovať difrakované elektróny, takže objektívová šošovka zobrazí intenzitu žiarenia po prejdení primárneho lúča vzorkou. Tako vytvorený a zväčšený obraz sa ďalej prenáša a zväčšuje intermediálnou a projektorovou šošovkou, až sa napokon premietne na fluorescenčnom tienidle.

## Príprava vzoriek

Vzorky používané v TEM sa rozdelujú do dvoch základných skupín, a to na vzorky na priame pozorovanie (disperzný prášok, suspenzie, tenké rezy) a na vzorky na nepriame pozorovanie – repliky.

Od vzoriek na TEM sa požadujú takéto spoločné vlastnosti:

1. Stabilita vo vákuu a pri bombardovaní elektrónovým lúčom. Táto podmienka vylučuje zo štúdia napr. viaceré sulfosoli, ktoré sa pod vplyvom tepla vznikajúceho v mieste dopadu elektrónového lúča jednoducho roztavia.

2. Musia byť také tenké, aby boli priesvitné pre elektróny. Vhodná hrúbka vzoriek sa dá dosiahnuť nasledujúcimi spôsobmi:

– Rozachátaním študovanej vzorky. V takom prípade sa vychádza z predpokladu, že niektoré fragmenty budú mať požadovanú hrúbku alebo klinovitý tvar, pri ktorom sa smerom k okrajom zrín ich hrúbka postupne zmenšuje až na požadovanú hodnotu. Takýto spôsob prípravy je najjednoduchší, ale problémom môže byť opakovanie experimentu (pôvodne merané zrno ľahko opäť nájdi medzi množstvom ostatných) a nie je vhodný pri mineráloch, ktoré sa rozotieraním v achátovej miske amorfizujú (napríklad kremeň).

– Rezaním na ultramikrotóme. Pri takejto príprave sa vzorky požadovanej hrúbky režú na sklenom alebo diamantovom noži. Pri krehkých mineráloch alebo mineráloch s dobrou štiepatelnosťou je takáto príprava problematická, pretože sa pri nej tenké rezy lámu alebo rozpadávajú. Vzorky sa pred rezaním na ultramikrotóme zvyčajne zalievajú do živice (Šucha et al., 2000).

– Chemickým stenčovaním. Vzorka sa rozpúšťa v roztoku vhodného zloženia a teploty (napr. pri chemickom stenčovaní fólií z Cu sa používa roztok zložený zo 6 ml  $\text{HNO}_3$ , 27 ml  $\text{H}_3\text{PO}_4$  a 67 ml  $\text{CH}_3\text{COOH}$  pri teplote 70 °C). Rozpúšťanie ovplyvňujú prúdy, ktorých zdrojom je relatívny rozdiel potenciálov jednotlivých zrín, resp. fáz vzhľadom na rovinu rezu. Pri heterogénnych materiáloch je základnou požiadavkou, aby roztok prednostne nereagoval s niektorými fázami prítomnými v mikroštruktúre.

Pre mnohé nevodivé materiály je to jediná metóda rýchlej prípravy (Bartl et al., 1964; Glauert, 1980).

– Elektrolytickým stenčovaním. Táto metóda sa môže používať iba pri elektricky vodivých materiáloch.

– Stenčovaním pomocou iónového bombardovania. Vyžíva sa pri príprave fólií z nevodivých a z heterogénnych materiálov, resp. pri finálnom stenčovaní kovových fólií. Vzorka sa v evakuovanom priestore ionizačných komôr z obidvoch strán bombarduje iónmi inertného plynu (zväčša  $\text{Ar}^+$ ) pri napätí 1–10 kV. Pri interakcii urýchlených iónov so vzorkou sa z jej povrchu môžu selektívne alebo spon-tánne vyrážať atómy. Rýchlosť odbúravania závisí od energie iónov, od pomeru hmotnosti bombardujúcich iónov a atómov vo vzorke, od kryštálovej štruktúry vzorky, ako aj od uhla dopadu iónového lúča na povrch vzorky. Spon-tánne vyrážanie častíc, pri ktorom sa vzorka rovnomerne stenčuje, sa dosahuje pri malom uhle dopadu iónového lúča. Odbúravanie v tomto prípade trvá dlhšie, ale mini-malizuje sa efekt preferenčného leptania. Pri vysokom uhle a vysokej rýchlosťi odbúravania atómov sa získava naleptaný povrch, čo pri príprave fólií nie je žiaduce.

3. Musia byť elektricky vodivé. Kedže väčšina minerálov túto podmienku nesplňa, vodivosť sa dodatočne do-sahuje tým, že sa nosné sietky alebo pokryvajú vodivou uhlíkovou podložnou fóliou, alebo sa na sietky pokryté formvarovou alebo kolódiovou blanou (hrubou od 7,5 do

20 nm) naparuje C. Optimálna hrúbka naparenej uhlíko-vej vrstvy je 5–10 nm. Pri väčšej hrúbke sa zhoršuje rozlišovanie (Bartl et al., 1964).

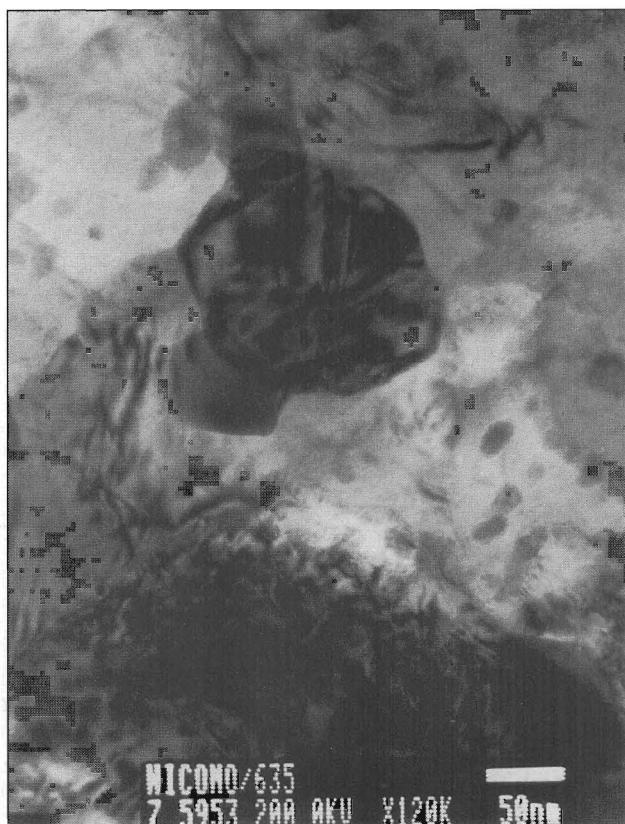
Vhodná hrúbka vzorky závisí od absorpcie elektrónového žiarenia vzorkou a od druhu požadovaných informácií.

Pri štúdiu v TEM, ktorého cieľom je získať obrazový materiál, treba voliť čo najtenšiu vzorku, kým pri analytičkej elektrónovej mikroskopii sa hrúbka vzorky má bližiť hornej hranici, aby bol k dispozícii čo najväčší objem vzorky potrebný na excitáciu rtg. žiarenia umožňujúceho mikroanalýzu. Celkovo možno konštatovať, že potrebná hrúbka vzorky je 10 až 200 nm.

### Vznik obrazu v TEM

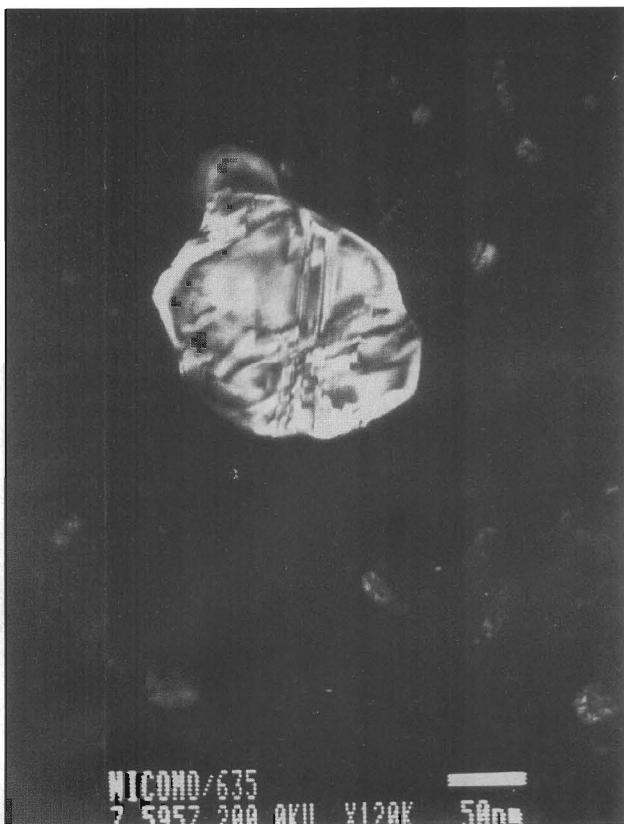
Podstatou zviditeľňovania pozorovaného objektu pri prechode elektrónového lúča preparátom je vznik kontrastu. V TEM sa využíva rozptylový kontrast (amorfné látky), difrakčný kontrast (kryštalické látky) a fázový kontrast (amorfné aj kryštalické látky). Základom vzniku kontrastu je rozptyl elektrónov a rozhodujúci význam má pružný rozptyl.

Kontrast v TEM zodpovedá zobrazeniu rozloženia intenzity elektrónového žiarenia na spodnom povrchu kryštálu. Spodný povrch kryštálu opúšťa jednak primárny prechádzajúci lúč a jednak difrakované lúče. Ak sa na



Obr. 3a. Subštruktúra ocele vysoko legovanej Ni, Co a Mo s časticou  $\text{Al}_3\text{Ni}$  uprostred. Svetlé pole.

Fig. 3a. Substructure of high alloy NiCoMo steel with  $\text{Al}_3\text{Ni}$  particle. Bright field.



Obr. 3b. Subštruktúra ocele vysoko legovanej Ni, Co a Mo. Tmavé pole z častice  $\text{Al}_3\text{Ni}$ .

Fig. 3b. Substructure of high alloy NiCoMo steel with  $\text{Al}_3\text{Ni}$  particle. Dark field.

tvorbu obrazu využíva iba distribúcia intenzity primárneho transmitovaného lúča, ide o pozorovanie v svetlom poli. V takom prípade sa difraktované lúče odcláňajú objektívou apertúrou (obr. 3a, Čaplovič, 1999). Ak sa na tvorbu obrazu využíva niektorý z difraktovaných lúčov, ide o pozorovanie v tmavom poli (obr. 3b, Čaplovič, 1999). Kombinácia zobrazovania v svetlom poli, SAED a zobrazovania v tmavom poli sa používa pri štúdiu distribúcie a morfológie fáz.

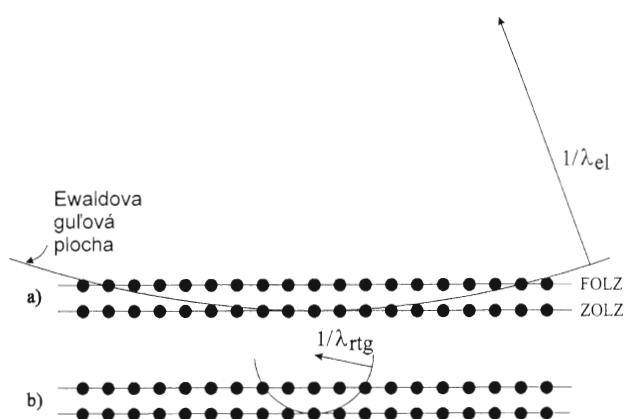
### Elektrónová difrakcia

Výsledky rtg. difrakčných analýz ovplyvňuje skutočnosť, že reálne kryštály majú vždy odchýlky od ideálnych. Ak sú tieto odchýlky závažné (neuspriadané, čiastočne uspriadané, polytypné štruktúry, nehomogenity mikro-nových rozmerov a pod.), potom je výsledný difrakčný obraz získaný z monokryštálu (aj keď s rozmermi desaťin mm) len akýmsi priemerom, do ktorého sa premietli všetky odchýlky od predpokladanej trojrozmernej periodiciti kryštálových štruktúr. Tento nedostatok možno do istej miery zmierniť elektrónovou difrakciou, pri ktorej sa vyprodukuje difrakčný obraz iba z malej časti objemu študovaného kryštálu.

Aby na difrakčných obrazoch kryštalických látok vznikli interferenčné maximá, musí sa dodržať podmienka stanovená Braggovou rovnícou

$$n\lambda = 2d_{hkl} \sin\theta$$

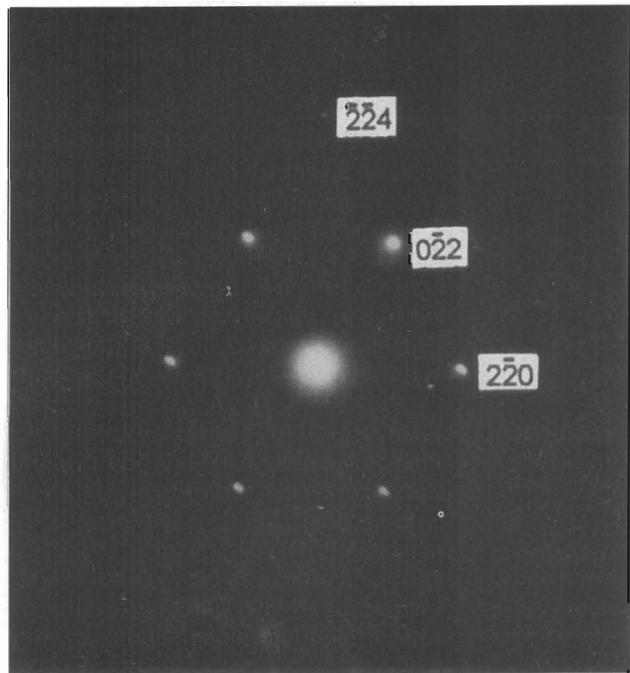
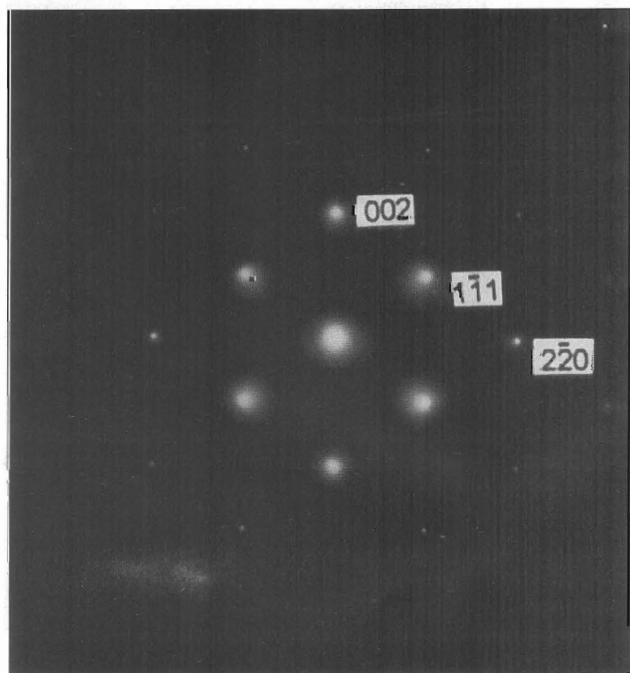
kde  $\lambda$  je vlnová dĺžka použitého žiarenia,  $d_{hkl}$  medzirovinná vzdialenosť mriežkových rovín, na ktorých nastáva „odraz“ žiarenia, a  $\theta$  uhol dopadu primárneho a odrazu difraktovaného žiarenia. V Ewaldovej konštrukcii nastáva difrakcia iba v prípade, ak niektorý z bodov recipročnej



**Obr. 4.** Ewaldova konštrukcia spĺňania difrakčnej podmienky pri elektrónovej (a) a rtg. (b) difrakcii.  $1/\lambda_{el}$ ,  $1/\lambda_{rtg}$  – polomer difrakčnej gule pri elektrónovej a rtg. difrakcii ZOLZ – nultá Laueho zóna. FOLZ – prvá Laueho zóna.

**Fig. 4.** Ewald construction of diffraction condition in electron (a) and X-ray diffraction (b).  $1/\lambda_{el}$ ,  $1/\lambda_{rtg}$  – radius of diffraction sphere in electron and X-ray diffraction. Schematic cross-section through a diffraction pattern showing the intersection of Ewald sphere through the ZOLZ and FOLZ reciprocal lattice planes.

mriežky leží na difrakčnej guli s polomerom  $1/\lambda$ . Pri rtg. žiarenií (vlnová dĺžka 0,07–0,22 nm) sa difrakčná podmienka spĺňa pohybom kryštálu (rotáciou, precesiou) alebo použitím chaoticky uspriadaného práškového preparátu. Pri difrakcii elektrónového lúča je polomer difrakčnej gule neporovnatne väčší ako pri rtg. žiarenií (v prvom priblížení ju možno považovať za rovinu; obr. 4), a preto možno ľahko splniť difrakčnú podmienku pre viac difrakcií pri danom náklone vzorky v goniometrickom stolíku.



**Obr. 5.** SAED elektrónogramy z monokryštálu Si v smeroch  $[110]$  (a),  $[111]$  (b).

**Fig. 5.** SAED diffraction patterns of Si single crystal in directions  $[110]$  (a),  $[111]$  (b).

V súčasnosti sa pri elektrónovej difrakcii využívajú dva postupy, a to SAED a CBED.

### SAED (Selected-Area Electron Diffraction)

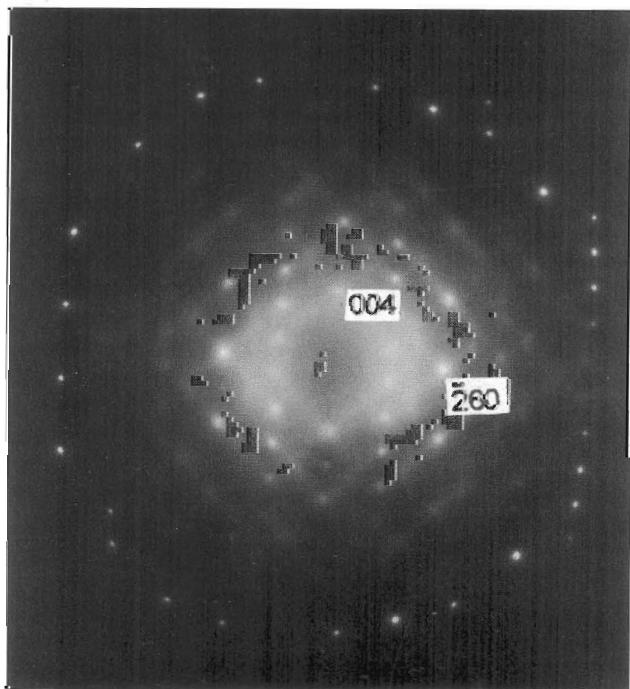
SAED je najrozšírenejšou difrakčnou technikou v TEM. Difrakčný obraz sa tvorí pri dopade paralelného elektrónového zväzku na vzorku. Časť vzorky, ktorá sa zúčastňuje na jeho tvorbe, ohraničuje selekčná clona. Touto metodikou sa dá získať difrakčný obraz z plochy s priemerom do 1  $\mu\text{m}$ . Charakter difrakčného obrazu závisí od kryštálovej štruktúry, orientácie a veľkosti kryštálov v analyzovanej vzorke.

V SAED možno získať kruhový difrakčný obraz z polykryštalického materiálu, bodový difrakčný obraz z monokryštálu a difrakčný obraz s Kikučiho čiarami z monokryštálu.

Kruhové difraktogramy sa používajú pri kvalitatívnej fázovej analýze a sú analógiou Debyeovej-Schererovej metódy známej z rtg. experimentov. Pomocou nich možno experimentálne potvrdiť prítomnosť jednej alebo viacero fáz, ktoré sa v študovanom materiáli očakávajú.

Identifikácia fáz z bodových elektrónogramov je problematická, a preto sa využívajú hlavne pri určovaní orientácie monokryštálov a priestorových vzájomov medzi fázami. Na základe systematického vyhasínania reflexií možno stanoviť priestorovú grupu kryštálov. Príklady bodových elektrónogramov z monokryštálu Si v smere [110] a [111] sú na obr. 5a, b.

Bodový difrakčný obraz je rez recipročnej mriežky roviny kolmom na primárny lúč a tvoria ho všetky body



Obr. 6. SAED obraz s bodom ZOLZ a FOLZ z monokryštálu Si v smere [310].

Fig. 6. [310] zone-axis SAED pattern of Si crystal with ZOLZ and FOLZ.

recipročnej mriežky ležiace v tejto rovine. Ak sa uvedená rovina dotýka difrakčnej gule v mieste, kde ju pretína primárny lúč, body na difrakčnom obrazu tvoria nultú Laueho zónu (Zero-Order Laue Zone – ZOLZ). Body ZOLZ sa zvyčajne zobrazujú pomocou SAED (obr. 5a, b). Ak reflexná guľa pretína ďalšie roviny recipročnej mriežky parallelne s uvedenou tangenciálnou rovinou, potom sa na difrakčnom obrazci objavia body vyšších Laueho zón (High-Order Laue Zone – HOLZ, obr. 4a). Príklad difrakčného obrazu so ZOLZ a s bodmi prvej Laueho zóny (First-Order Laue Zone – FOLZ) z monokryštálu Si v smere [310] je na obr. 6.

### Kikučiho čiary

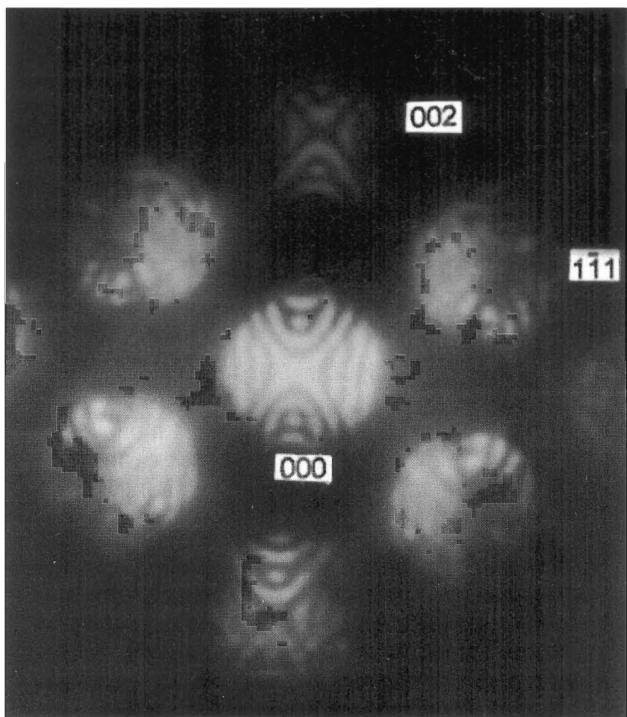
Na difúznom pozadí elektrónogramov z monokryštálov väčšej hrúbky sa okrem difrakčných bodov často vyskytuje aj systém svetlých a tmavých čiar, tzv. Kikučiho čiary. Sú úsekmi hyperbol vznikajúcich vo vzorkách s väčšou hrúbkou ako výsledok neelastického a elastického rozptylu elektrónov. Primárny lúč vstupujúci do kryštálu sa môže v jeho hornej časti neelasticky a nekoherentne rozptyliť. Ak je na vhodnom súbore reflektujúcich rovín splnená Braggova difrakčná podmienka, nepružne rozptylené elektróny môžu pôsobiť ako primárne lúče pri ďalšom elastickom rozptyle. Pomocou Kikučiho čiar sa dá určiť orientácia kryštálu s oveľa väčšou presnosťou ako z bodového difrakčného obrazu, pretože sú citlivejšie na otáčanie kryštálu v goniometrickom stolíku.

### CBED (Convergent-Beam Electron Diffraction)

Na vyčlenenie oblasti prispievajúcej k difrakčnému obrazu sa využíva konvergentný lúč elektrónov. CBED obrazy tvorí séria krúžkov. Zmena intenzity vo vnútri krúžkov (obr. 7) je funkciou uhla medzi dopadajúcimi elektrónmi a konkrétnym smerom v kryštáli a je nositeľom informácie o bodovej symetrii kryštálov, o orientácii vzorky, o jej hrúbke atď. CBED sa využíva pri identifikácii fáz, pri určovaní bodových a priestorových grúp kryštálov, hrúbky kryštálov, mriežkových parametrov, vnútorného napäťia a pod. Rozlíšovacia schopnosť CBED je väčšia ako v predchádzajúcom prípade (excitovaný objem môže mať priemer iba 1 nm).

Príklady CBED obrazov so symetricky rozloženými Kikučiho čiarami z monokryštálu Si a cronstedtitu sú na obr. 8a, b. Kikučiho čiary vytvárajú symetrické obrazce, ak lúč dopadá na vzorku rovnobežne s niektorou osou súmernosti. Pretože kryštály Si majú bodovú grupu  $m\bar{3}m$ , CBED obraz v smere [111] má bodovú rovinnú symetriu  $6mm$ . Na obr. 8b je difrakčný obraz z monokryštálu cronstedtitu v smere [0001], ktorý kryštalizuje v trigonálnej sústave (bodová grupa  $3m$ ). Bodová rovinná symetria obrazu je tiež  $6mm$ .

Pri určovaní symetrie kryštálov pomocou CBED možno využiť viac metód (beam-rocking method, signal processing method, large-angle method – LA CBED, hollow-cone beam method; Tanaka et al., 1988). Bodová rovinná symetria kryštálu sa stanovuje na základe symetrie rozloženia intenzity v difrakčných krúžkoch



a zodpovedá niektornej z desiatich dvojrozmerných bodových grúp.

Príklady LA CBED obrazov z monokryštálu Si v smerech  $[100]$ ,  $[1\bar{1}0]$  a  $[1\bar{1}\bar{1}]$  sú na obr. 9a, b, c. Vo všetkých prípadoch je zobrazená distribúcia difraktovanej intenzity

► Obr. 7. CBED. Rozloženie intenzity v difrakčných krúžkoch z monokryštálu Si v smere  $[110]$ . Bodová rovinná grupa  $2mm$

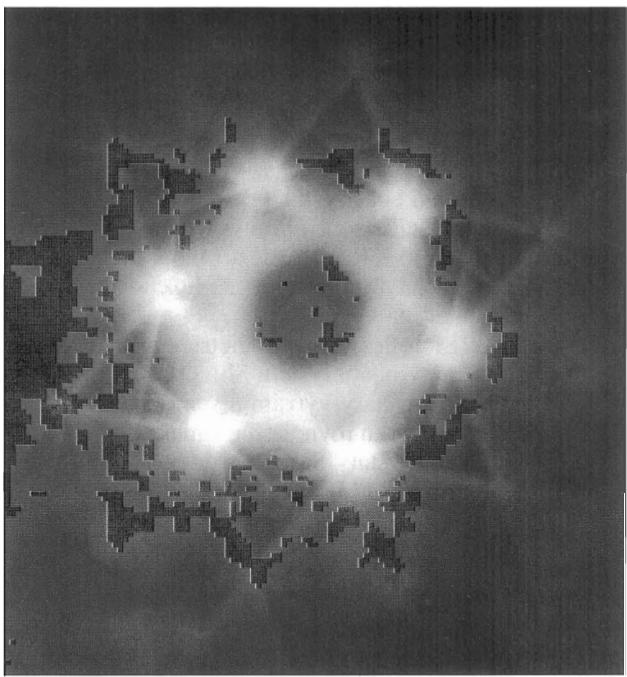
**Fig. 7.**  $[110]$  zone-axis CBED pattern of Si crystal. Distribution of diffracted intensity inside diffraction discs. Plane point group symmetry  $2mm$ .

v centrálnom krúžku. Na obr. 9a má centrálny krúžok symetriu  $4mm$ . Ak je monokryštál Si orientovaný v smere  $[110]$  resp.  $[1\bar{1}\bar{1}]$ , LA CBED obraz má symetriu  $2mm$ , resp.  $6mm$ . Uvedené údaje spolu s ďalšími (ako je symetria celého CBED obrazca, symetria obrazu difraktovaného lúča a symetria obrazu páru difraktovaných lúčov, ktorých indexy majú opačné znamienko), sa spoluzácastňujú na určovaní bodovej grupy kryštálov.

Ak sa v mieste prechodu elektrónového lúča vzorkou vyskytujú mriežkové poruchy, ako sú napr. vrstvové chyby, rovinná bodová grupa obrazca z tohto miesta sa bude od rovinnej bodovej symetrie difrakčného obrazu z neporušeného kryštálu odlišovať.

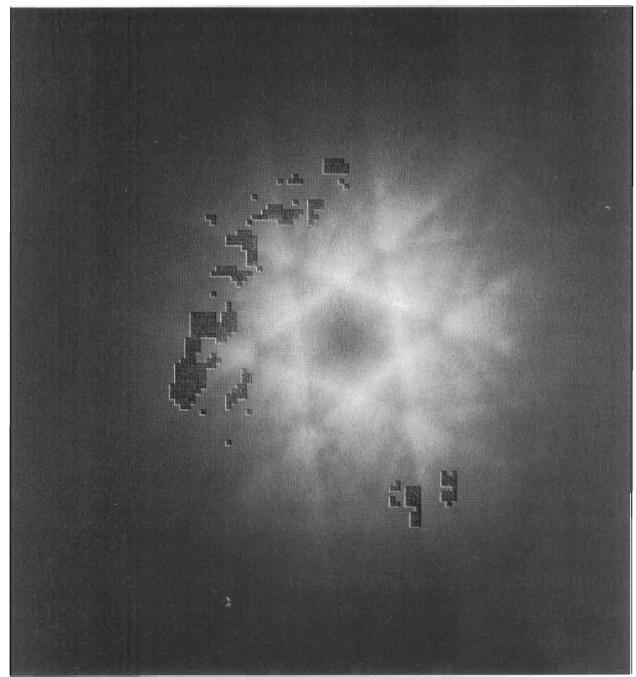
#### HRTEM (High Resolution Transmission Electron Microscopy)

Pri zobrazovaní sa využíva interferencia prechádzajúceho lúča elektrónov s jedným alebo niekoľkými difraktovanými lúčmi alebo interferencia viacerých difraktovaných lúčov. V klasickom prípade dvojlúčového zobrazovania (pri používaní primárneho a difraktovaného lúča) sa v zobrazení objaví súbor svetlých a tmavých prúžkov a vzdialenosť medzi nimi zodpovedá medzirovinnej vzdialnosti difrakujúceho systému štruktúrnych rovín. Ak sa



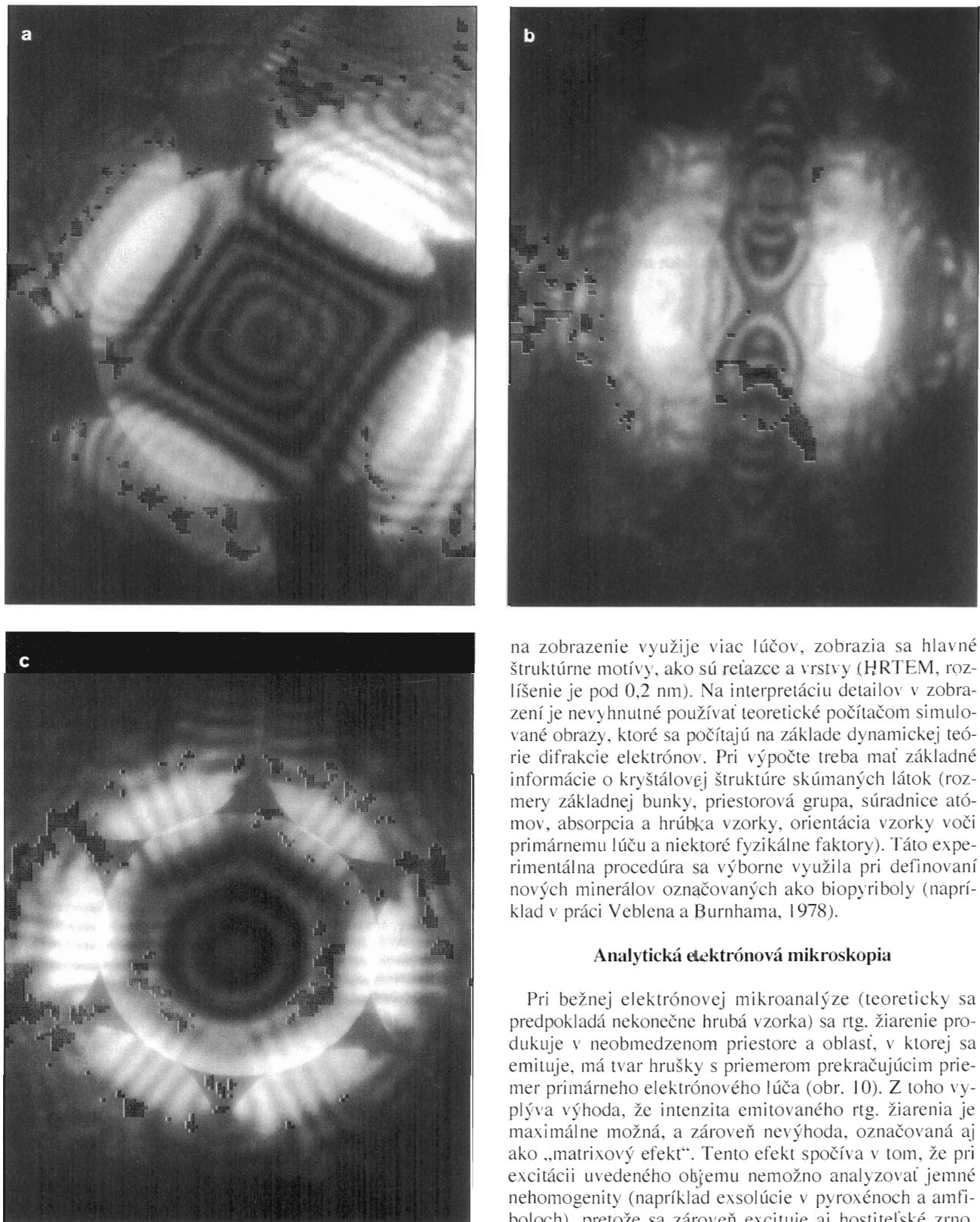
**Obr. 8a.** CBED. Difrakčný obraz s Kikučiho čiarami z monokryštálu Si v smere  $[111]$ . Bodová rovinná grupa obrazu je  $6mm$

**Fig. 8a.**  $[1\bar{1}\bar{1}]$  zone-axis CBED pattern of Si single crystal with Kikuchi lines. Plane point group symmetry  $6mm$ .



**Obr. 8b.** CBED. Difrakčný obraz s Kikučiho čiarami z monokryštálu cronstedtítu v smere  $[0001]$ . Rovinná bodová grupa obrazu je  $6mm$

**Fig. 8b.**  $[0001]$  zone-axis CBED pattern of cronstedtite single crystal with Kikuchi lines. Plane point group symmetry  $6mm$ .



Obr. 9. LA CBED obrazy z centrálnego krúžka z monokryštálu Si v smere  $[100]$  (a),  $[110]$  (b) a  $[111]$  (c).

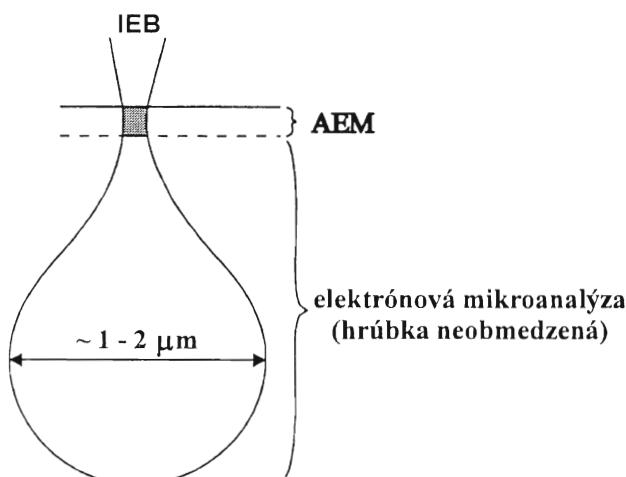
Fig. 9. LA CBED bright field patterns of Si crystal in directions  $[100]$  (a),  $[110]$  (b) and  $[111]$  (c).

na zobrazenie využije viac lúčov, zobrazia sa hlavné štruktúrne motívy, ako sú reťazce a vrstvy (HRTEM, rozlíšenie je pod  $0,2\text{ nm}$ ). Na interpretáciu detailov v zobrazení je nevyhnutné používať teoretické počítačom simulované obrazy, ktoré sa počítajú na základe dynamickej teórie difrakcie elektrónov. Pri výpočte treba mať základné informácie o kryštálovej štruktúre skúmaných látok (rozmer základnej bunky, priestorová grupa, súradnice atómov, absorpcia a hrúbka vzorky, orientácia vzorky voči primárному lúču a niektoré fyzikálne faktory). Táto experimentálna procedúra sa výborne využila pri definovaní nových minerálov označovaných ako biopyriboly (napríklad v práci Veblena a Burnhama, 1978).

#### Analytická elektrónová mikroskopia

Pri bežnej elektrónovej mikroanalýze (teoreticky sa predpokladá nekonečne hrubá vzorka) sa rtg. žiarenie produkuje v neobmedzenom priestore a oblast, v ktorej sa emituje, má tvar hrušky s priemerom prekračujúcim priemer primárneho elektrónového lúča (obr. 10). Z toho vyplýva výhoda, že intenzita emitovaného rtg. žiarenia je maximálne možná, a zároveň nevýhoda, označovaná aj ako „matrixový efekt“. Tento efekt spočíva v tom, že pri excitácii uvedeného objemu nemožno analyzovať jemné nehomogenity (napríklad exsolúcie v pyroxénoch a amfiboloch), pretože sa zároveň excituje aj hostiteľské zrno, aj nehomogenita, ktorá je predmetom záujmu, a tak sú experimentálne výsledky neinterpretovateľné.

Pri AEM (analytická elektrónová mikroskopia) sa na produkciu rtg. žiarenia zúčastňuje iba veľmi tenký rez vzorkou,



Obr. 10. Oblasti produkcie rtg. žiarenia pri elektrónovej mikroanalýze a pri AEM.

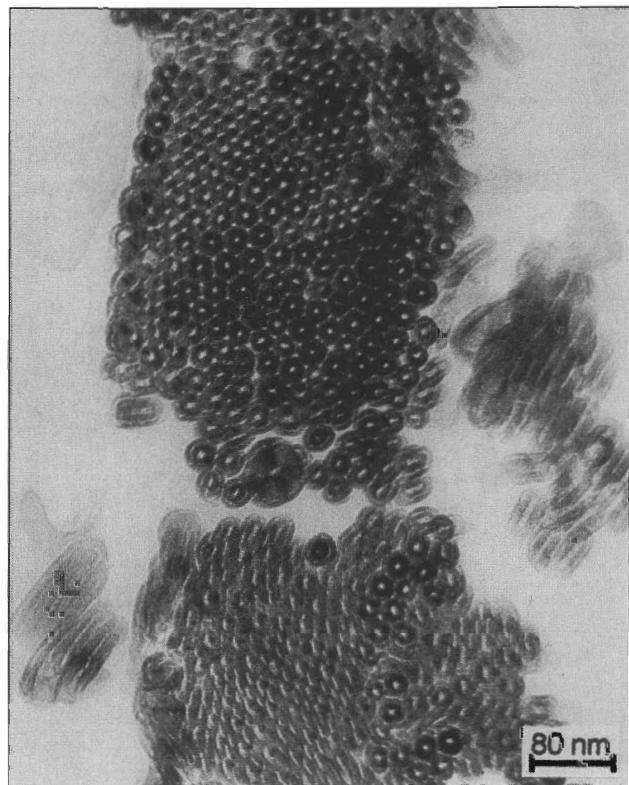
Fig. 10. The X-ray excitation volumes in AEM and EMPB.

excitovaná oblasť je vtedy rozmerovo blízka priemeru primárneho elektrónového lúča, takže „matrixový efekt“ nevzniká. Ale keďže excitovaný objem vzorky je malý, získané rtg. žiarenie má oveľa nižšiu intenzitu ako v predchádzajúcim prípade, čo nepriaznivo vplýva na presnosť analýz. Z konštrukčných dôvodov sa na TEM spravidla inštaluje len analytický systém EDS, čo ďalej obmedzuje presnosť analytických stanovení a navyše pri chemických prvkoch s rozdielom energie rtg. žiarenia menším ako 140 eV (napr.  $S_{K\alpha}$  a  $Pb_{M\alpha}$ ,  $Hg_{M\beta}$ ,  $Bi_{M\alpha}$  žiarenia) ich nemožno mikroanalyticky odlísiť.

## Záver

Uvedená charakteristika TEM implikuje možnosti využívania opísaných experimentálnych metodík pri štúdiu a riešení týchto okruhov problémov:

- chemické zloženie a vzájomná orientácia minerálov s exsolúciami (pyroxény, amfiboly, živce atď.), kde možno využívať TEM, SAED a AEM,
- morfológia častíc – možno napríklad jednoducho rozlišovať amfibolový azbest od chryzotilového (Krištín et al., 1999; obr. 11),
- polytypné minerály (napríklad vrstvovité silikáty, pyrotín, molybdenit, grafit, diamant...) s využitím TEM, SAED a CBED,
- koexistujúce minerály mikrónových rozmerov: illit – smektit, amfibolové zoskupenia viacerých druhov (TEM, SAED, AEM),
- fázové prechody biotit – chlorit, chlorit – lizardit, ortoamfibol – mastenec,
- určovanie bodovej symetrie (SAED, CBED, Kikučiho obrazce),
- určovanie priestorových grúp podľa systematického vyhasínania difrakcií pri SAED a s využitím dynamickej teórie difrakcie pri CBED,



Obr. 11. Chryzotilový azbest, rez kolmý na [100]

Fig. 11. Chrysotile asbestos, view down [100]

– polysomatické minerály (napríklad biopyriboly) s využitím zobrazenia mriežkových rovín a HRTEM a pod.

## Literatúra

- Bartl, P., Delong, A., Drahoš, V., Hrivňák, I. & Rosenberg, M.: 1964: Metody elektronové mikroskopie. Praha, Nakl. ČSAV, 399.
- Buseck, P. R., ed., 1992: Minerals and reactions at the atomic scale: Transmission electron microscopy. *Rev. Mineralogy*, 27, 508.
- Čaplovič, L.: 1999: Štúdium reverznej transformácie alfa-gama v MVO. [Dizertačná práca.] MtF STU, Trnava, 98.
- Edington, J. V.: 1976: Practical electron microscopy in materials science. Macmillan press Ltd., Eindhoven, 110.
- Glauer, A. M.: 1980: Praktičeskie metody v elektronnoj mikroskopii. Mašinostroyenie, Leningrad, 375.
- Hrivňák, I.: 1986: Elektronová mikroskopia ocelí Bratislava, Veda, VŠAV, 284 s.
- Hren, J. J., Goldstein, I. J. & Joy, D. C.: 1979: Introduction to analytical electron microscopy. New York, Plenum Press, 387.
- Jandoš, F., Říman, R. & Gemperle, A.: 1985: Využití moderních laboratórnych metod v metalografii. Praha, SNTL, 384.
- Krištín, J., Fejdí, P. & Machata, M.: 1999: Elektrónooptické štúdium silikátových minerálov ako rizikovej zložky prachu. *Mineralia Slov.*, 31, 143–148.
- Tanaka, M. & Terauchi, M.: 1985: Convergent-beam electron diffraction. Tokio, JEOL-Maruzen, 192.
- Veblen, D. R. & Burnham, C. W.: 1978: New biopyriboles from Chester, Vermont. II. The crystal chemistry of jimbompsonite, clinojimbompsonite, and chesterite, and the amphibole-mica reaction. *Amer. Mineralogist*, 63, 1053–1073.
- Šucha, V., Uhlík, P., Dubsková, M., Elssas, F., Čaplovičová, M. & Krištín, J.: 2000: Možnosti využívania elektrónovej mikroskopie ultratenkých rezov v geológii a pedológii. *Mineralia Slov.*, 32, 133–140.

# Zloženie, vznik a vývoj kontinentálnej kôry – niektoré nové poznatky a ich prípadné využívanie pri výskume Západných Karpát<sup>\*)</sup>

PETER IVAN

Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava,  
e-mail: Ivan@fns.uniba.sk

(Doručené 13. 6. 2001, revidovaná verzia doručená 3. 7. 2001)

## Composition, origin and evolution of the continental crust – some new findings and their potential application in investigations in the Western Carpathians

The continental crust, despite of its negligible fraction of the whole Earth body, represents an important geochemical reservoir as well as significant component of the environment. It is composed of the lower and upper continental crust. The mean chemical composition of the upper continental crust is comparable to granodiorite. The upper continental crust is significantly enriched in the most incompatible elements and was formed by the intracrustal melting as early as Lower Proterozoic. The mean chemical composition of the lower crust is similar to basaltic andesite. It contains mostly layered magmatic complexes and residuals left behind after extraction of the granodioritic upper crust. Lower crust growths from below by the basalt magma underplating of the continental crust base. The continental crust was formed in two important stages: (1) in the Archean stage via formation of tonalite-trondjemite-granite suite by direct melting of the subducted crust and (2) in the post-Archean stage via dehydratation of subducted slab and melting in the mantle wedge, which led to calc-alkaline magma production. The post-Archean stage was connected also with intracrustal melting and differentiation into lower and upper continental crust. The continental crust grows up by episodic mode – the maximum of the growing is probably related to mantle avalanches, mantle superplumes and supercontinental cycles. The continental crust is recycled through the mantle; the amount of recycled material is no more than 0.3 km<sup>3</sup>/year.

The continental crust in the Western Carpathians is speculated to be produced in Phanerozoic time only by multiple accretion of an island arc crust. Lower Paleozoic lower-crustal complexes in the recent surface structure of the Western Carpathians were probably exhumed as a result of twofold extension related to back-arc basin opening.

**Key words:** continental crust, structure, composition, evolution, recycling

## Úvod

Kontinentálna kôra je objemom aj hrúbkou veľmi malou časťou telesa Zeme, ale má jedinečný význam ako platforma, na ktorej sa neskôr vyvíjal život vedúci až k človeku. Je dominantnou časťou abiotickej zložky nášho životného prostredia komplexnými väzbami späť s biotickou zložkou a je unikátnym výtvorom geologickej podmienok vlastného zemskému telesu (hlavne existencii voľnej vody), ktorý nemá obdobu na nijakej inej terestrickej planéte.

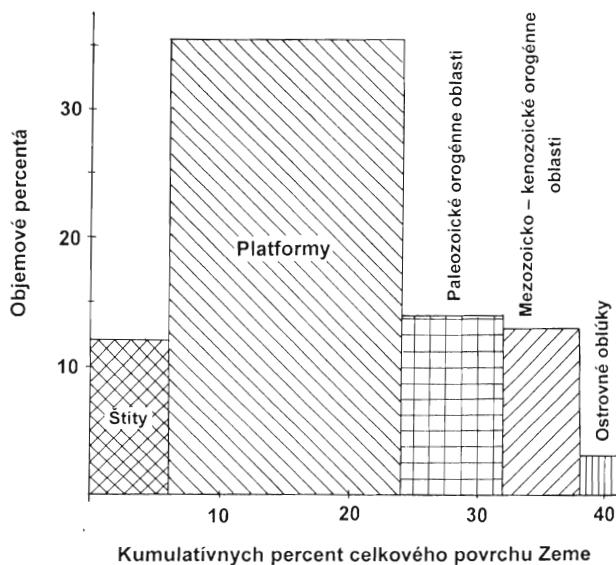
## Základná charakteristika kontinentálnej kôry

Kontinentálna kôra tvorí len okolo 0,35 % celkovej hmotnosti Zeme (resp. 0,57 % hmotnosti plášta Zeme), no nie je bezvýznamným geochemickým rezervoárom, lebo obsahuje vyše 30 % z celkového množstva niektorých najinkompatibilnejších prvkov, ako je Cs, Rb, K, U, Th

<sup>\*)</sup> Práca bola v skrátenej podobe prednesená ako úvodná prednáška na seminári Geochémia 2000

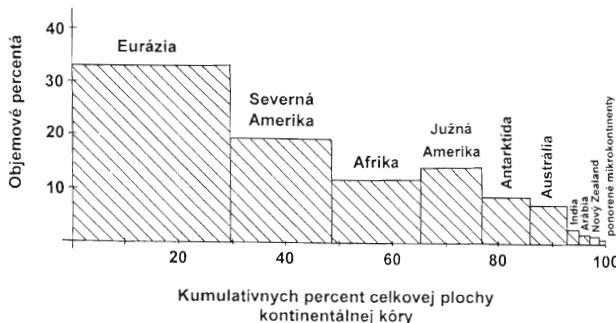
a La. Pre túto bilanciu a fakt, že sa nedá ľahko recyklovať do plášta, je jej zloženie významným limitujúcim faktorom všetkých geochemických modelov zloženia Zeme a jeho evolúcie.

Kontinentálna kôra zaberá 41,2 % povrchu Zeme ( $2,10 \cdot 10^8$  km<sup>2</sup>) a 71,3 % ( $1,5 \cdot 10^8$  km<sup>2</sup>) z neho leží nad hladinou mora. Jej priemerná nadmorská výška je 125 m, priemerná hrúbka 36 km (varíruje od 10 po 80 km) a koluje s veľkosťou kontinentálneho bloku a s vekom poslednej tektonickej udalosti. Celkový objem kontinentálnej kôry sa odhaduje na  $7,35 \cdot 10^9$  km<sup>3</sup> (s chybou určenia cca  $\pm 5\%$ ). Plošné a objemové zastúpenie kontinentálnej kôry v rozličných typoch kontinentálneho kôrového prostredia a na kontinentoch znázorňuje obr. 1A a 1B. Jej bázu tvorí veľká seizmická diskontinuita, tzv. Mohorovičičova plocha (skratene Moho). Pre možné podstielanie kôry bázickým alebo ultrabázickým magmatickým materiálom je v detaile báza veľmi komplikovaná a v kôre je niekedy v hĺbke 10–20 km pozorovateľná Conradova diskontinuita, oddelujúca vrchnú kontinentálnu kôru od spodnej. Prierez kontinentálnej kôrou je na obr. 2.



**Obr. 1A.** Plošné a objemové zastúpenie kontinentálnej kôry v hlavných typoch kontinentálneho kôrového prostredia (podľa Condieho, 1989; upravené).

**Fig. 1A.** Areal and volume distribution of the continental crust in the main types of continental settings (adapted from Condie, 1989).



**Obr. 1B.** Plošné a objemové zastúpenie kontinentálnej kôry na kontinentoch zostavané na základe údajov Cogleyho (1984, in Taylor a McLennan, 1995).

**Fig. 1B.** Areal and volume distribution of the continental crust in the continents based on data by Cogley (1984, in Taylor and McLennan, 1995).

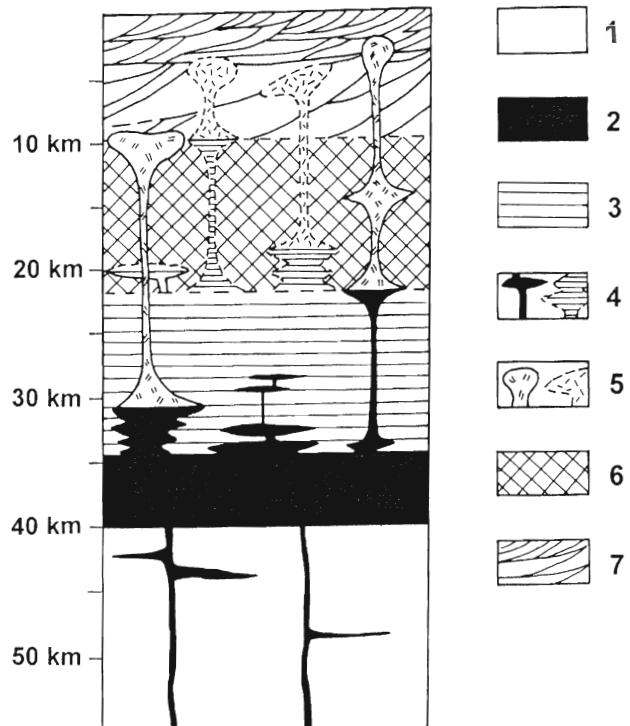
### Vrchná kontinentálna kôra

Napriek silnej heterogénnosti je priemerné zloženie vrchnej kôry dobre známe (tab. 1). Taylorovi a McLennanovi (1985) ho umožnila určiť existencia (1) prírodných priemerých vzoriek vrchnej kontinentálnej kôry (pelitické sedimenty, spraš) a (2) chemických prvkov, ktoré pri zvetrávaní a transporte nefrakcionizujú (napr. REE, Th a Sc).

Vrchná kontinentálna kôra je zložením blízka granodioritu (Taylor a McLennan, 1985, 1995; Wedepohl, 1991), ale je výrazne bohatšia na inkompatibilné prvky. Charakteristické je obohatenie o ľahké prvky skupiny vzácnych zemín (LREE), pomerne plochý normalizovaný obraz ľahkých prvkov skupiny vzácnych zemín (HREE) a negatív-

na Eu anomália ( $\text{Eu/Eu}^* = 0,65$ ). Prevládajúce zastúpenie kyslých hornín v porovnaní s bázickými odráža pomer Th/Sc 0,97, obohatenie o najinkompatibilnejšie prvky je zrejmé z pomeru K/Rb 250 a Rb/Sr 0,3.

Zloženie vrchnej kontinentálnej kôry nie je reprezentatívne pre celú kontinentálnu kôru. Pre ďnu typické horniny – granite a granodiority bohaté na K a ochudobnené o Eu – vznikli vnútrokôrovým tavením. Ochudobnenie o Eu,



**Obr. 2.** Idealizovaný prierez vyvinutou kontinentálnou kôrou s dvoma etapami prirastania kôry magmatickým podstielaním. Zostavené podľa schémy Wedepohla (1995) s doplnením predstav z práce Kempiona a Harmona (1992), Sinigoiho et al. (1994), Rudnickovej a Fountaina (1995) a Handyho et al. (1999). 1 – vrchný plášť, 2 – zvrstvený bázický magmatický komplex (kumulátové peridotity, gabrá, anortozity, diority) mladšej etapy magmatického podstielania, 3 – metamorfovaný zvrstvený bázický magmatický komplex (prevažne bázické granulity) staršej etapy magmatického podstielania, 4 – bázické intruzívne telesá súvisiace s mladšou/staršou etapou podstielania, 5 – intermediálne a acidné intruzívne telesá súvisiace s mladšou/staršou etapou podstielania, 6 – prevažne magmatity starej oceánskej kôry a magmatických oblúkov metamorfované v podmienkach amfibolitovej fácie, 7 – rôzne metamorfované sedimentárne a magmatické komplexy vrchnej kontinentálnej kôry intrudované prevažne acidnými magmatitmi.

**Fig. 2.** Cartoon of the idealized profile of the evolved continental crust. Adapted from Wedepohl (1995) using some ideas of Kempston and Harmon (1992), Sinigoi et al. (1994), Rudnick and Fountain (1995) and Handy et al. (1999). 1 – upper mantle, 2 – layered basic magmatic complex (cumulate peridotites, gabbros, anorthosites, diorites) of the younger magma underplating event, 3 – metamorphosed layered magmatic complex (mostly basic granulites) of the older magma underplating event, 4 – intrusions of basic rocks related to the younger/older magma underplating event, 5 – intrusions of intermediate and acid rocks related to the younger/older magma underplating event, 6 – mostly oceanic crust and arc magmatic rocks metamorphosed in the amphibolite facies conditions, 7 – variably metamorphosed sedimentary and magmatic complexes of the upper continental crust intruded by mostly acid magmatic rocks.

Tab. 1  
Chemické zloženie kontinentálnej kôry (podľa Taylora a McLennana, 1995)  
Chemical composition of the continental crust (adapted from Taylor and McLennan, 1995)

		Vrchná kontinentálna kôra	Celková kontinentálna kôra	Spodná kontinentálna kôra	Priemerná andezitická kôra	Archaická vrchná kôra	Celková archaická kôra
Li	ppm	20	13	11	10	...	..
Be	ppm	3	1,5	1	1,5	...	...
B	ppm	15	10	8,3	...	...	...
Na	%	2,89	2,3	2,08	2,6	2,45	2,23
Mg	%	1,33	3,2	3,8	2,11	2,83	3,56
Al	%	8,04	8,41	8,52	9,5	8,1	8,04
Si	%	30,8	26,8	25,4	27,1	28,1	26,6
P	ppm	700					
K	%	2,8	0,91	0,28	1,25	1,5	0,75
Ca	%	3	5,29	6,07	5,36	4,43	5,22
Sc	ppm	11	30	36	30	14	30
Ti	%	0,3	0,54	0,6	0,48	0,5	0,6
V	ppm	60	230	285	175	195	245
Cr	ppm	35	185	235	55	180	230
Mn	ppm	600	1400	1700	1100	1400	1500
Fe	%	3,5	7,07	8,24	5,83	6,22	7,46
Co	ppm	10	29	35	25	25	30
Ni	ppm	20	105	135	30	105	130
Cu	ppm	25	75	90	60	...	80
Zn	ppm	71	80	83	..	...	...
Ga	ppm	17	18	18	18	...	...
Ge	ppm	1,6	1,6	1,6	...	...	..
As	ppm	1,5	1	0,8	...	...	...
Se	ppm	50	50	50	...	...	...
Rb	ppm	112	32	5,3	42	50	28
Sr	ppm	350	260	230	400	240	215
Y	ppm	22	20	19	22	18	19
Zr	ppm	190	100	70	100	125	100
Nb	ppm	25	11	6	11	...	..
Mo	ppm	1,5	1	0,8	...	...	..
Pd	ppb	0,5	1	1	...	...	..
Ag	ppb	50	80	90	...	...	...
Cd	ppb	98	98	98	...	...	...
In	ppb	50	50	50	...	...	...
Sn	ppm	5,5	2,5	1,5	...	...	...
Sb	ppm	0,2	0,2	0,2	...	...	...
Cs	ppm	3,7	1	0,1	1,7	...	...
Ba	ppm	550	250	150	350	265	220
La	ppm	30	16	11	19	20	15
Ce	ppm	64	33	23	38	42	31
Pr	ppm	7,1	3,9	2,8	4,3	4,9	3,7
Sm	ppm	4,5	3,5	3,17	3,7	4	3,4
Eu	ppm	0,88	1,1	1,17	1,1	1,2	1,1
Gd	ppm	3,8	3,3	3,13	3,6	3,4	3,2
Tb	ppm	0,64	0,6	0,59	0,64	0,57	0,59
Dy	ppm	3,5	3,7	3,6	3,7	3,4	3,6
Ho	ppm	0,8	0,78	0,77	0,82	0,74	0,77
Er	ppm	2,3	2,2	2,2	2,3	2,1	2,2
Tm	ppm	0,33	0,32	0,32	0,32	0,3	0,32
Yb	ppm	2,2	2,2	2,2	2,2	2	2,2
Lu	ppm	0,32	0,3	0,29	0,3	0,31	0,33
Hf	ppm	5,8	3	2,1	3	3	3
Ta	ppm	2,2	1	0,6	..	...	...
W	ppm	2	1	0,7	..	..	..
Re	ppb	0,4	0,4	0,4	..	..	..
Os	ppb	0,05	0,05	0,05	..	..	..
Ir	ppb	0,02	0,1	0,13	..	..	..
Au	ppb	1,8	3	3,4	..	..	..
Tl	ppb	750	360	230	..	..	..
Pb	ppm	20	8	4	10	..	..
Bi	ppb	127	60	38	..	..	..
Th	ppm	10,7	3,5	1,06	2,5	5,7	2,9
U	ppm	2,8	0,91	0,28	1	1,5	0,75

zistené vo vrchnej kontinentálnej kôre, spôsobilo zotrvanie Eu v reziduálnom plagioklase v spodnej kontinentálnej kôre. Plochý obraz HREE svedčí o tom, že minerály obohatené o HREE (hlavne granát a amfibol) neboli pri vzniku vrchnej kontinentálnej kôry významne frakcionované. Za hlavnú príčinu vzniku kôrových tavenín vo vrchnej kontinentálnej kôre sa pokladá podstielanie spodnej kôry bazaltovou magmou alebo plášťovým chocholom (plume; Taylor a McLennan, 1995).

Súčasná vrchná kôra sa sformovala v postarchaickom období. Má uniformné zloženie, nezávislé od geografickej pozície a produkujú ju rovnaké procesy už viac ako dve miliardy rokov. Potvrzuje to zloženie morských ílových bridľí, v ktorých je obsah prvkov nefrakcionovaných pri zvetrávaní a sedimentácii od proterozoika po recent prakticky nezmenený a veľmi blízky zloženiu spráše.

### Spodná kontinentálna kôra

Napriek intenzívному výskumu v ostatných dvoch dešaťročiach sú poznatky o spodnej kontinentálnej kôre veľmi skromné a v mnohom aj kontroverzné. Geofyzikálne údaje naznačujú, že spodná kontinentálna kôra je v detailoch heterogénná a komplikovaná aspoň v takej miere ako vrchná kontinentálna kôra. Veľkou prekážkou pri zisťovaní jej skladby je, že sa nedajú aplikovať obdobné techniky ako pri vrchnej kontinentálnej kôre. Negatívna Eu anomália – príznačná pre vrchnokôrové materiály – naznačuje, že základným procesom ovplyvňujúcim zloženie a stavbu kontinentálnej kôry by mohlo byť vnútrokôrové parciálne tavenie.

Zdrojom bezprostredných informácií o spodnej kontinentálnej kôre sú (1) vysoko metamorfované granulitové komplexy a (2) xenolity vysoko metamorfovaných hornín v alkalických bazaltoch (Taylor a McLennan, 1985; Condie, 1999). Hoci geotermobarometria potvrzuje ich ekvilibriáciu v podmienkach predpokladaných pre spodnú kontinentálnu kôru, informácie získané ich prostredníctvom často nie sú vnútorne konzistentné.

Základný rozdiel je v geochemických vlastnostiach kôry. Hoci sa vrchnokôrové horniny zdajú byť jednoznačne produkтом vnútrokôrového tavenia, jeho predpokladané reziduá v spodnokôrových materiáloch sú prekvapujúco vzácné. Vysvetľovalo sa to (1) tým, že kôrové tavenie prebieha pri nižšej teplote, ako sa všeobecne predpokladá (tzv. mokré tavenie), a restity sú v nižšie metamorfovaných terénoch, alebo (2) tým, že ani granuly, ani xenolity nie sú z hľadiska spodnej kôry úplne reprezentatívne. V súčasnosti sa pri riešení spomenutého rozdielu uprednostňuje viačštádiový model (Rudnick, 1990, 1995), podľa ktorého je pri formovaní spodnej kôry rozhodujúce podstielanie jej bázy bazaltovou magmou, ono vyvoláva tavenie kôry a vytvára prostredie na nahromadenie kryštálových kumulátov (obr. 2).

Podľa tohto modelu spodná kôra narastá od spodu, je bázického zloženia a tvoria ju komplexy predstavujúce primárne zvrstvené, nerovnako diferencované magmatické horniny, ako aj reziduá po odtavovaní granitoidov (Downes, 1993; Rudnick a Fountain, 1995). Z priemerného

zloženia spodnej kôry (tab. 1), ktoré navrhoval Taylor a McLennan (1985, 1995), vyplýva, že je blízke zloženiu bazaltového andezitu. Na rozdiel od vrchnej kontinentálnej kôry sa vyznačuje menej výrazným obohatením o LREE, zhodným obrazom HREE, pozitívnu Eu anomálou ( $\text{Eu/Eu}^* = 1,14$ ), menší obohatením o najinkompatibilnejšie prvky ( $\text{K/Rb} = 530$ ;  $\text{Rb/Sr} = 0,023$ ), ako aj nižším pomerom Th/Sc (0,03).

### Celkové zloženie kontinentálnej kôry

Zistiť zloženie kontinentálnej kôry Zeme je ešte ľažia úloha ako určiť priemerne zloženie spodnej kontinentálnej kôry. Najväčším obmedzením pri modeloch celkového zloženia kontinentálnej kôry je interpretácia tepelného toku kontinentov, hoci je ľahko presne rozlísiť príspevok kôry od príspevku podložného plášta. So započítaním korekcie na tektonické teplo, priemernú hrúbku a vnútornú stavbu kôry, tesniaci efekt podkôrovej litosféry a pod. McLennan a Taylor (1996) na základe hodnôt tepelného toku odhadli koncentráciu prvkov produkovúcich teplo v kôre archaika na 1 % K, 3,8 ppm Th a 1,0 ppm U. Potom vyšli z odhadu, že súčasná kontinentálna kôra je zmesou archaickej bimodálnej a postarchaickej andezitovej kôry v pomere 60/40 a určili obsah prvkov produkovúcich teplo v kontinentálnej kôre ako celku na 1,1 % K, 4,2 ppm Th a 1,1 ppm U. Príspevok kontinentálnej kôry do celkového tepelného toku kontinentov by pri takejto koncentráции tvoril trochú viac ako polovicu jeho celkovej hodnoty, čo sa pokladá za realistický odhad. Pri niektorých iných modeloch, napr. Christensen a Mooneyho (1995) alebo Wedepohla (1995), by totiž teplo produkované rádioaktívnymi prvkami pri uvedenej priemernej koncentrácií vyvolalo tepelný tok prekračujúci celkové namerané hodnoty na kontinentoch, aj keby sa nebral do úvahy príspevok plášta. Pri modeloch navrhujúcich báziejšie zloženie plášta, napr. Abbotta a Mooneyho (1995), je produkovaný tepelný tok zasa príliš nízky. Modelové zloženie kontinentálnej kôry ako celkú navrhnuté Taylorom a McLennanom (1985, 1995) je v tab. 1.

Hoci pri modeloch celkového zloženia kontinentálnej kôry je medzi autormi oveľa menšia zhoda ako napr. pri odhade zloženia vrchnej kôry, väčšina sa predsa len prikláňa k náhľadu o intermediálnom zložení zodpovedajúcemu približne bazaltickému andezitu až andezitu. Rudnicková (1995) zhrnula, že intermediálne zloženie kontinentálnej kôry ako celku možno vysvetliť trama odlišnými procesmi, a to (1) priamy prídavkom tavenín bohatých na Si tonaliticko-trondhjemiticko-granodioritového zloženia do kôry spolu so subdukciónou mafickej oceánskej kôry komplementárneho zloženia s obsahom rutílu (napr. Martin, 1986), (2) intrakrustálnej diferenciáciou bazaltickej kôry za vzniku vyuvinutých tavenín s nasledujúcou delamináciou časti mafických až ultramafických reziduí do plášta (Arndt a Goldstein, 1989; Kay a Kay, 1993) alebo (3) chemickým zvetrávaním povrchových hornín kôry, ktoré viedie k vyuvinutému zloženiu kôry pri súčasnej prednostnej recyklácii Mg do plášta (napr. Anderson, 1982; Albaréde, 1998).

## Vznik kontinentálnej kôry

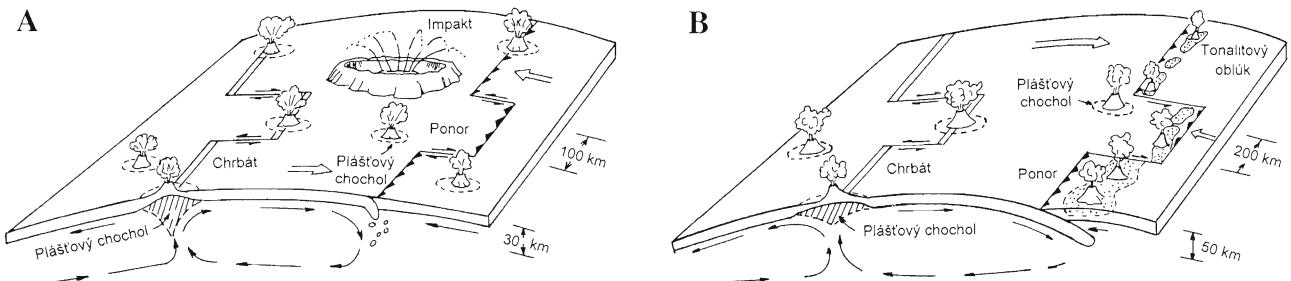
Vznik zemskej kôry sa v minulosti vysvetľoval troma skupinami modelov, a to (1) modelmi nehomogénnej akrécie Zeme, (2) impaktnými modelmi a (3) terestriálnymi modelmi. Najúspešnejšie boli terestriálne modely, ktoré dominujú aj v súčasnosti. Predpokladajú vznik zemskej kôry postupnou diferenciáciu zemského plášta v kombinácii s recykláciu a vnútrokôrovou frakcionizáciu kôry.

V histórii zemskej kôry sú tri významné etapy – iniciaľna, archaická a postarchaická. Iniciaľna sa týka formovania prvej kôry na povrchu chladnúceho magmatického oceána a vedomosti o nej sú viac-menej v špekulatívnej polohe (Condie, 1989). Predpokladá sa, že magmatický oceán tvorila magma s obsahom vody (Richter a Drake, 1989) a jeho solidifikácia vedno s formovaním zemského jadra a degazáciou oceána a atmosféry sa v podstate skončili už pred 4,45 miliardami rokov (Drake, 2000) a kontinentálna kôra je prevažne výsledkom vývoja v archaickej a postarchaickej etape.

Zdá sa, že hranica medzi archaikom a proterozoikom je kvalitatívnym aj kvantitatívnym predelom v histórii kontinentálnej kôry, bola nástupom rozsiahlej intrakôrovej diferenciácie a prudkého rastu objemu kontinentálnej kôry zloženia a stavby, aké poznáme dnes. Objavenie sa veľkého objemu nesubdukovannej kontinentálnej kôry súčasne viedlo k zmene mnohoplatňového tektonického režimu archaika a vznikli prvé lineárne alebo oblúkovité subdukčné zóny (Taylor a McLennan, 1997). Dramaticky vzrástol obsah rádiogénneho  $^{87}\text{Sr}$  v morskej vode ako výsledok obohatenia vrchnej kôry o  $^{87}\text{Rb}$  prenikajúcimi na draslík bohatými granitmi. Objavili sa bohaté ložiská U ako výsledok obohatenia vrchnej kôry o inkompatibilné prvky. V tom období vznikol aj prvý superkontinent.

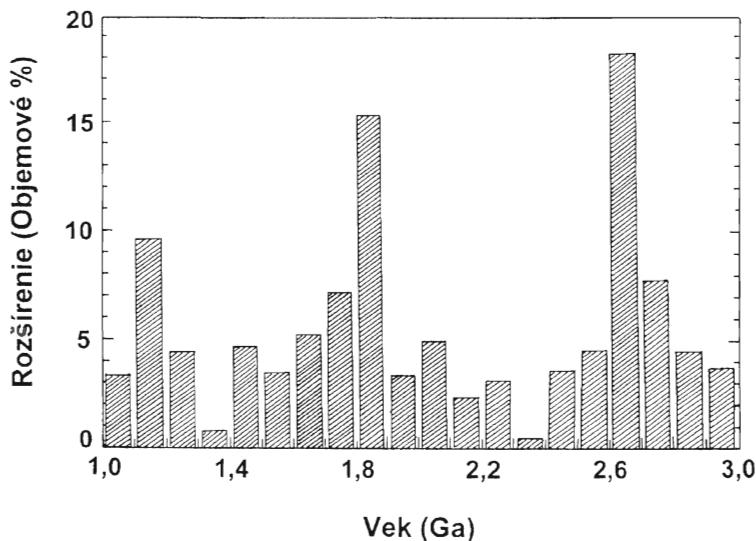
Archaická kôra sa pravdepodobne skladala prevažne z veľkého množstva malých dosiek oceánskej kôry bazaltovo-komatiitového zloženia, ktoré sa tvorili v štruktúrach typu oceánskych riftov, podliehali rýchlemu sprídingu a potom subdukcií (obr. 3A). Do subdukcie sa dostávali aj hrubšie úseky oceánskej kôry – oceánske platô. Rýchla subdukcia horúcej dosky oceánskej kôry viedla k formovaniu tzv. tonalitovo-trondhjemito-granitovej suity parciálneho tavenia priamo v subdukovanej doske a na-

sledujúcou frakčnou kryštalizáciou magmy (Drummond a Defant, 1990; Martin, 1993). Strmý priebeh normalizovaných kriviek archaických tzv. tonalitovo-trondhjemito-granitových suít indikuje, že v rezidu u parciálneho tavenia bol granát. Jeho prítomnosť v rezidu dokazuje, že parciálne tavenie naozaj prebehlo v pláští, pretože v maficko-ultramafickom systéme je granát stabilný v hĺbke pod 40 km. Nad miestami subdukcie postupne vznikala archaická kontinentálna kôra zo zmesi navrstvených intrúzií a extrúzií bazaltov komatiitov a tonalitov trondhjemitov (obr. 3B). Pomer obidvoch skupín hornín bol približne rovnaký. Z viacerých archaických „zelenokameňových“ pásiem (greenstone belts) sa zachovali dôkazy, že sú kolážou oceánskych platô, oceánskych ostrovných oblúkov a trenčových turbiditov, ktoré sa tektonicky poskladali do veľkých subdukčno-akrečných komplexov a potom spolu intrudovali tonalitovo-trondhjemito-granitovou suity (Kerrich et al., 1999a; Polat a Kerrich, 2000). Na rozdiel od súčasnej nebola archaická kontinentálna kôra vertikálne zonálna. Intrakrustálne tavenie, ktoré generuje acidné horniny s vrchnokôrovými vlastnosťami (negatívna Eu anomália), sa prejavilo len v obmedzenej miere a viedlo iba k vytvoreniu malých (okolo 500 km) kratonických regiónov (Taylor a McLennan, 1995, 1997). V diskusii prebiehajúcej v ostatných rokoch sa však čoraz viac presadzuje náhľad, že sa rýchlosť rastu kontinentálnej kôry v archaiku podcenila. Zdá sa, že malý rozsah zachovanej staroarchaickej kôry treba pripisať intenzívnej recyklácii kontinentálneho materiálu (Green et al., 2000). V prospech recyklácie svedčia najmä hromadiace sa geochemické charakteristiky archaických magmatitov, ktoré umožnili nielen rozlíšiť bazalty vznikajúce v oceánskej kôre, v oceánskych platô a v subdukčných zónach (Puchtel et al., 1998; Kerrich et al., 1999a), ale v prípade oceánskych bazaltov odhalil aj prehistóriu, v ktorej sa formovalo ich zloženie. Táto história zahrňa rozpínanie oceánskeho dna, tvorbu suprasubdukčných magmatických oblúkov a recykláciu ako subdukovannej oceánskej reziduálnej litosféry, tak aj zložky derivované pri subdukcií (Sylvester et al., 1997; Kerrich et al., 1999). Prekvapujúci nález klastického zirkónu s vekom určeným  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  datovaním až  $4,404 \pm 0,008$  miliardy rokov, ktorý – podľa inkluzií kremeňa, chemického zloženia a izotopového zloženia kyslíka – evidentne pochádza z granitoidov, posúva najra-



Obr. 3. Schematické zobrazenie raných štadií vývoja zemskej kôry v archaiku. A – raný vývoj primitívnej komatiitovej zemskej kôry, B – počiatky vývoja kontinentálnej kôry (tonalitové ostrovné oblúky) na konvergencných okrajoch litosférických dosiek (podľa Condieho, 1989).

Fig. 3. Schematic diagram showing development of early evolution stages of the Archean crust. A – early development of primitive komatiite crust. B – development of early continental crust (tonalite arcs) at convergent plate margin (after Condie, 1989).



Obr. 4. Distribúcia U/Pb vekov zo zirkónu z juvenilnej kontinentálnej kôry preukazujúca epizodický rast kontinentálnej kôry (podľa Condieho, 2000).

Fig. 4. Distribution of U/Pb zircon ages in juvenile continental crust indicating episodic continental crust growth (after Condie, 2000).

nejší dôkaz o existencii kontinentálnej kôry a oceánov na Zemi do obdobia len 150 miliónov rokov po sformovaní sa Zeme (Wilde et al., 2001).

Medzi magmatickými procesmi produkujúcimi kôru v archaickom a postarchaickom období je významný rozdiel. Podľa Taylora a McLennana (1985, 1995, 1997) nástup rozsiahleho vnútrokôrového tavenia koncom archaička viedol k dôležitej produkcii granodioritov a granitov bohatých na K a primárnu príčinu tohto tavenia vidia v plášťových chocholoch. Zníženie globálneho tepelného toku viedlo k poklesu počtu litosférických dosiek a geotektonický režim sa začal približovať súčasnej platnej tekonike (napr. Johnson a Oliver, 2000). Oceánska kôra dosahovala ako staršia a chladnejšia zóna subdukcie a vracaťa sa hlbšie do plášťa bez natavovania. Fluidá uvoľnené pri jej dehydratácii vystupovali do nadložného plášťového klína a vyvolávali tam tavenie, ktorého výsledkom bola subdukčná magma vápenato-alkalickej súrny a umiestňovala sa v kôre. Podmienky vedúce k prísnemu materiálu andezitového zloženia do kôry pretrvávajú od spodného proterozoika po súčasnosť.

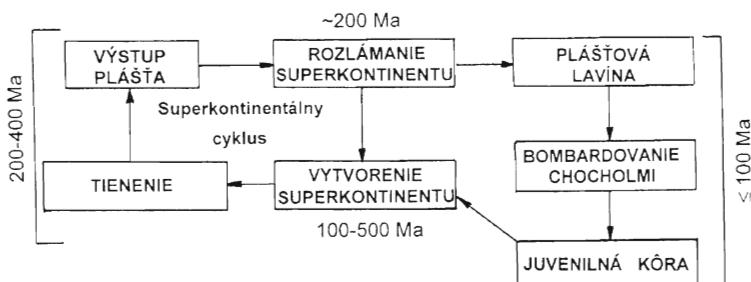
Dlhodobé formovanie kontinentálnej kôry spôsobilo, že sa jednotlivé kontinenty skladajú z kôrových provincií nerovnakého veku. Je pozoruhodné, že sa mozaika provincií neobmedzuje iba na kôru, ale zahrňa aj relatívne hrubú vrstvu subkontinentálneho litosférického plášťa, ktorá sa tvorila v rovnakom čase ako nadložná kôra (Carlson et al., 2000). Pri formovaní mladších kôrových provincií

sa súčasne pod nimi modifikovalo aj zloženie litosférického plášťa, ktoré je v konečnom výsledku produkтом spolupôsobenia štyroch veľkých procesov – (1) dávneho ochudobnenia v dôsledku extrakcie bazaltických tavenín, (2) obohatenia ako výsledku prechodu silikátových magiem, (3) obohatenia ako výsledku infiltrácie vysoko mobilných karbonatitových magiem a (4) obohatenia spôsobeného vodnými fluidami viažucimi sa na subdukciu (Downes, 2001, a citácie v práci).

#### Epizodický rast kontinentálnej kôry

Dynamika rastu objemu kontinentálnej kôry s časom sa hodnotila viacerými modelmi. Problém nesúvisí len s formovaním novej kontinentálnej kôry, ale aj s mierou jej recyklácie. Podľa Kerricha et al. (1999b) možno modely rastu kontinentálnej kôry rozdeliť do nasledujúcich kategórií: (1) modely raného rastu kontinentálnej kôry (Armstrong, 1981, 1991; Kerrich et al., 1999a), (2) progresívne rastové modely (Reymer a Schubert, 1987; Kramers a Tolstikhin, 1997; Collerson a Kamber, 1999), (3) štádiové modely (Taylor a McLennan, 1985) a (4) epizodické modely (McCulloch a Bennett, 1994; Condie, 1998, 2000).

Modely raného rastu vychádzajú z toho, že kontinentálna kôra ako celok vznikla v ranom období vývoja Zeme a odvtedy sa iba v nerovnej miere recykluje, kým modely progresívneho rastu predpokladajú jej ustavičný rast s mi-



Obr. 5. Schematické znázornenie cyklu udalostí vedúcich k epizódam rýchleho rastu novej (juvenilnej) kontinentálnej kôry (tzv. superevent cycle: podľa Condieho, 2000).

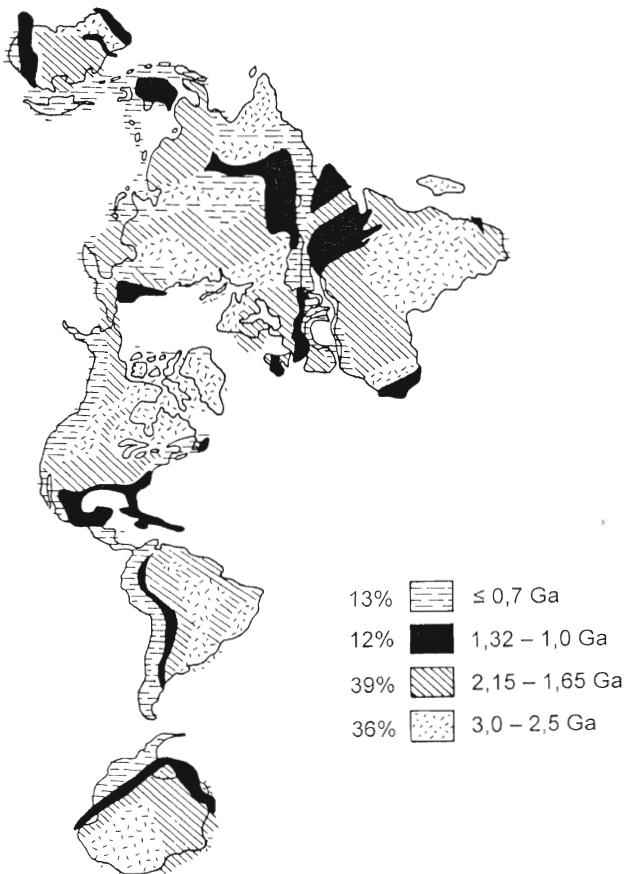
Fig. 5. Flow chart of the Superevent Cycle – a cycle of events which lead to the fast episodic growth of the juvenile continental crust (after Condie, 2000).

nimom recyklácie. Najznámejší štádiový model vytvoril Taylor a McLennan (1985) na základe výskumu sekulárnych zmien v skladbe sedimentov a dospeli k záveru, že podstatná časť kontinentálnej kôry vznikla v proterozoiku (vyše 70 % pred 2500 Ma). Títo autori však už vtedy upozorňovali na istú epizodickosť prirastania. McCulloch a Bennett (1994) dokázali, že rýchlosť rastu kontinentálnej kôry v čase bola veľmi premenlivá, s výrazným maximum pri cca 3600 Ma, 2600–2700 Ma a 1800–2000 Ma (obr. 4), a tak položili základy epizodických modelov vývoja kontinentálnej kôry, ktoré v súčasnosti dominujú. Stein a Hofmann (1994) označili obdobia pomalého prirastania kontinentálnej kôry ako *wilsonovské*, s normálne fungujúcou platňovou tektonikou v rámci Wilsonovho cyklu, keď kôra vzniká v magmatických oblúkoch nad zónami subdukcie, vrchný plášť sa progresívne ochudobňuje o najinkompatibilnejšie prvky, jeho konvekcia prebieha izolované od spodného plášťa a subdukovaná oceánska kôra sa dočasne ukladá na báze vrchného plášťa. Obdobia rýchleho prirastania kôry vysvetľujú modelom MOMO (*mantle overturn and major orogenies*), ktorý predpokladá významnú látkovú výmenu medzi spodným a vrchným pláštom späť s ochudobnením spodného plášťa o inkompabilné prvky a ich doplnením do vrchného plášťa.

Látková výmena prebieha katastrofickým prevaľovaním nahromadenej subdukovej oceánskej kôry cez rozhranie medzi vrchným a spodným pláštom (seismická diskontinuita 660 km) až na hranicu plášť – jadro (vrstva D<sup>''</sup>). Tento proces sa označuje ako plášťová lavína (mantle avalanche; Condie, 1998) a spúšta nadväzné diferenciačné procesy vo vrstve D<sup>''</sup>, ktoré potom vedú k vzniku gigantických diapírov horúcej plášťovej hmoty – nazývaných plášťové superchoholy (mantle superplumes) alebo aj plášťové velhríby – do vrchného plášťa (Cox, 1991; Larson, 1995; a ī.). Spodnoplášťový pôvod materiálu superchoholov už potvrdil nález ultravysokotlakových fáz, ako je majorit alebo Ca a Mg alumosilikáty s perovskitovou štruktúrou v plášťových xenolitoch z oceánskeho plató Ontong (Jáva; Collerson et al., 2000). Najnovšie sa hľadá súvislosť medzi epizódami rýchleho rastu kontinentálnej kôry, plášťovými lavinami, plášťovými superchoholmami a periodickou tvorbou superkontinentov – superkontinentálnym cyklom, ktoré by sa mali spojiť do jedného supercyklu (superevent cycle; Condie, 1998, 2000; obr. 5). Diapíry vyvolajú zvýšenú produkciu vnútroplatňovej magmy a formovanie tzv. oceánskych plató – oblastí s hrubšou oceánskou kôrou (Stein a Hofmann, 1994; White et al., 1999), ktoré sa môžu najmä v čase tvorby superkontinentu – spojenom s výrazne zvýšeným rozsahom subdukcie – zabudovať (akrehovať) do stavby jestvujúcich kontinentov. Ich nasledujúcim magmatickým a eróznym prepracovaním vzniká nový materiál kontinentálnej kôry (Condie, 1997). Podľa Albaréda (1998) nie je nevyhnutné, aby mal protolit rovnaké zloženie ako kontinentálna kôra, a frakciu materiálu kontinentálnej skladby možno získať aj prepracovaním bázického materiálu, z ktorého sa plató prevažne skladajú. Iným možným procesom zabezpečujúcim prirastanie kontinentálnej kôry

je prepracovanie bázického magmatického materiálu podstielaného na bázu kontinentov. Klasická predstava prirastania kontinentálnej kôry generovaním materiálu andezitového zloženia poskytuje podľa Albaréda (1998) takmer spojity priebeh vekov prirastanej kôry a nespĺňa požiadavku epizodickosti.

Condie (1998, 2000) uvádza, že sa viac ako 75 % kontinentálnej kôry vyprodukovalo v prvých dvoch super-



Obr. 6. Priestorové rozšírenie juvenilnej kontinentálnej kôry rozličného veku na kontinentoch (podľa Condieho, 1998).

Fig. 6. Areal distribution of the juvenile continental crust of the various age in the continents (after Condie, 1998).

cyklov pred cca 2,7 a 1,9 miliardami rokmi. Priestorové rozšírenie juvenilnej kontinentálnej kôry rozličného veku na kontinentoch ilustruje obr. 6.

### Recyklácia kontinentálnej kôry

Predstava recyklácie kôry cez zemský plášť sa v súčasnosti prijíma všeobecne, ale rozdiely sú v názoroch na jej mieru, mechanizmus a v neposlednom rade aj na zloženie recyklovaného materiálu. Najčastejšie sa ako mechanizmus vedúci k recyklácii kontinentálnej kôry uvádzia (1) delaminácia bázicko-ultrabázickej bázy spodnej kontinentálnej kôry do plášťa (Kay a Kay, 1993) a (2) subdukcia. Časť autorov pokladá delamináciu za príliš

špekulatívny mechanizmus (DeBari, 1999), hoci isté nepriame dôkazy o nej sú (napr. Lee et al., 2000). Na rozdiel od delaminácie je subdukcia vrátane subdukcie sedimentov reálnym javom a potvrdzuje ju výskyt kozmogénneho  $^{10}\text{Be}$  vo vulkanitoch ostrovných oblúkov (Tera et al., 1986). Bilancie urobené Taylorom a McLennanom (1985), resp. Reom a Ruffom (1996) ukázali, že reálne subdukovalo iba veľmi malé množstvo kontinentálnej kôry (cca 0,3 km<sup>3</sup>/rok). Coltice et al. (2000) na základe štúdia  $^{40}\text{K} - ^{40}\text{Ar}$  systému odhadli, že nie viac než 30 % v súčasnosti subdukovanej kontinentálnej kôry sa skutočne vtahuje do plášťa, kým zvyšok reinkorporuje do kontinentálnej litosféry. Slabou stránkou tohto odhadu – podobne ako odhadov získaných inými metódami – je extrapolácia súčasného stavu do minulosti, t. j. predpoklad stabilnej rýchlosťi recyklácie, ktorý nemusí byť správny, najmä pokial ide o archaické obdobie (Kerrick et al., 1999a). Napriek veľmi malému množstvu kontinentálnej kôry podliehajúcej recyklácii v súčasnosti sa jej vplyv zretelne prejavuje najmä na izotopových charakteristikách niektorých vnútropiatňových vulkanitov (obohatený izotopový plášťový rezervoár EM I a II; Hofmann, 1997). Rovnako výrazný je vplyv recyklovanej oceánskej kôry, ktorá sa vo vnútropiatňových vulkanitoch prejavuje ako izotopový rezervoár HIMU a narúša Hofmannom (1988) postulovaný komplementárny geochemický vzťah medzi kontinentálou kôrou a ochudobneným plášťovým zdrojom (DMM) v bilancii Nb a Ta (Barth et al., 2000; Rudnick et al., 2000). Morgan a Morgan (1999) odhadli podiel recyklovanej kontinentálnej kôry na celkovom objeme súčasného zemského plášťa na 1,3 % a recyklovanej oceánskej kôry na cca 20 %.

### Využívanie poznatkov o stavbe a vývoji kontinentálnej kôry pri výskume Západných Karpát

Hoci klasická práca Taylora a McLennana (1985) bola publikovaná už pred 15 rokmi a predchádzali jej viaceré podnetné práce (napr. o problematike spodnej kôry), všeobecne poznatky o kontinentálnej kôre sa vo výskume Západných Karpát využívajú len veľmi skromne. Napr. pri interpretácii hlbinných seismických profilov sa so spodnou kôrou doteraz nepočítalo vôbec a objavila sa až v profiloach Vozára et al. (1998). Lepšia je situácia vo výskume hornín spodnej kontinentálnej kôry, kde výskum prebieha už niekoľko rokov (Méres et al., 2000a). Nadálej sa nedoceňuje úloha spodnokôrových komplexov v geologickej stavbe Západných Karpát a malá pozornosť sa venuje vzniku kontinentálnej kôry v oblasti Západných Karpát a vývoju jej stavby. Zmapovanie rozšírenia leptynitovo-amfibolitového komplexu (LAK) a jeho anatexitov, ktoré sú veľmi pravdepodobným spodnokôrovým materiálom v Západných Karpatoch (napr. Hovorka et al., 1997; Méres et al., 2000b), by osvetlilo tektonickú stavbu predalpínskych útvarov vrátane možných hraníc pôvodných litosférických blokov. Aplikáciou teórie superkontinentálneho cyklu (napr. Murphy a Nance, 1992), poznatkov o raste kontinentálnej kôry a zákonitostach jej vývoja v ostrovných oblúkoch (DeBari, 1999), ako aj

výsledkov zisťovania geodynamického prostredia vzniku magmatických hornín možno napr. dospieť k hypoteze, že celá kontinentálna kôra v oblasti Západných Karpát je prakticky výlučne fanerozoickým produkтом. Zrejme sa formovala najmä prepracovaním podstielaného bázického materiálu pod predtým jestvujúcim kôrom magmatických oblúkov a jej súčasná podoba nie je výsledkom nijakej významnej kolízie kontinentálnych blokov, ale iba postupnou akréciou ostrovných oblúkov na okraj severoeurópskej dosky. Mnohonásobne prepracované staropalaeozoické spodnokôrové komplexy LAK sa do súčasnej povrchovej stavby dostali zrejme postupne ako výsledok dvoch extenzií, ktoré viedli až k formovaniu zaoblúkových bazénov vo vrchnom karbóne a v strednom triase. Takáto interpretácia evolúcie kôry v Západných Karpatoch by bola v súlade aj s poznatkami o polyfázovom formovaní kontinentálnej kôry v oblasti Ivrea–Verbano v Južných Alpách (Handy et al., 1999), ktorá je jedným z najlepších známych profilov kontinentálnej kôry a má aj istú globálnoštruktúrnu väzbu na naše územie. Na overenie takejto hypotezy však bude treba ešte veľa dôkazového materiálu, a to najmä z geochemického a geochronologického výskumu magmatitov a ich metamorfnnej evolúcie.

Práca vznikla v rámci teoretickej prípravy na riešenie úloh a interpretáciu výsledkov grantovej úlohy VEGA 1/6000/99. Autor dakuje recenzentovi prof. D. Hovorkovi z Katedry mineralógie a petrologie, PF UK za cenné pripomienky, ktoré spresnili text a zvýšili jeho zrozumiteľnosť.

### Literatúra

- Abbott, D. & Mooney, W., 1995: The structure and chemical evolution of the continental crust: support for the oceanic plateau model of continental growth. *U. S. Nat. Rep., IUGG, Rev.-s. Geophys., Suppl.*, 231–242.
- Albaréde, F., 1998: The growth of continental crust. *Tectonophysics*, 296, 1–14.
- Armstrong, R. L., 1981 Radiogenic isotopes: the case study for crustal recycling on a near steady-state non-continental growth Earth. *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A.*, 301, 443–472.
- Armstrong, R. L., 1991: The persistent myth of crustal growth. *Aust J Earth Sci.*, 38, 613–630.
- Arndt, N. T. & Goldstein, S. L., 1989: An open boundary between lower continental crust and mantle: its role in crust formation and crustal recycling. *Tectonophysics*, 161, 201–212.
- Barth, M. G., McDonough, W. F. & Rudnick, R. L., 2000: Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. *Chem. Geol.*, 165, 197–213.
- Collerson, K. D., Hapugoda, S., Kamber, B. & Williams, Q., 2000: Rocks from the mantle transition zone: Majorite-bearing xenoliths from Malaita, southwest Pacific. *Science*, 288, 1215–1223.
- Collerson, K. D. & Kamber, B. S., 1999: Evolution of the continents and the atmosphere inferred from Th-U-Nb systematics of the depleted mantle. *Science*, 283, 1519–1522.
- Condie, K. C., 1989: Plate tectonics & crustal evolution. 3rd edition. Oxford, Pergamon Press, 1–476.
- Condie, K. C., 1997: Contrasting sources for upper and lower continental crust: the greenstone connection. *J. Geol.*, 105, 729–736.
- Condie, K. C., 1998: Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth planet. Sci. Lett.*, 163, 97–108.
- Condie, K. C., 1999: Mafic crustal xenoliths and the origin of the lower continental crust. *Lithos*, 46, 95–101.

- Condie, K. C., 2000: Episodic continental growth models: afterthoughts and extinctions. *Tectonophysics*, 322, 153–162.
- Cox, K. G., 1991: A superplume in the mantle. *Nature*, 352, 564–565.
- DeBari, S. M., 1999: The growth and evolution of island arcs. a petrologic perspective from the deep crust. In: Tectonic and magmatic processes in crustal growth A Pan-LITHOPROBE perspective. Abstracts. [Http://ntserv.gis.nrcan.gc.ca/panlithoprobe/all\\_abstracts.htm](http://ntserv.gis.nrcan.gc.ca/panlithoprobe/all_abstracts.htm)
- Downes, H., 1993: The nature of the lower continental crust of Europe: petrological and geochemical evidence from xenoliths. *Phys. Earth planet. Interiors*, 79, 195–218.
- Downes, H., 2001: Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and central Europe. *J. Petrology*, 42, 233–250.
- Drake, M. J., 2000: Accretion and primary differentiation of the Earth: A personal journey. *Geochim. cosmochim. Acta*, 64, 2363–2370.
- Drummond, M. S. & Defant, M. J., 1990: A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. geophys. Res.*, 95, 21 503–21 521
- Green, M. G., Sylvester, P. J. & Buick, R., 2000: Growth and recycling of early Archean continental crust: geochemical evidence from the Coonterunah and Warrawoona Groups, Pilbara Craton, Australia. *Tectonophysics*, 322, 69–88.
- Handy, M. R., Franz, L., Heller, F., Janott, B. & Zurbriggen, R., 1999: Multistage accretion and exhumation of the continental crust (Ivrea crustal section, Italy and Switzerland). *Tectonics*, 18, 1154–1177
- Hofmann, A. W., 1988: Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth planet. Sci. Lett.*, 90, 297–314.
- Hofmann, A. W., 1997: Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385, 219–229.
- Hovorka, D., Ivan, P. & Méres, Š., 1997: Leptyno-amphibolite complex of the Western Carpathians: its definition, extent and genetical problems. In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (Eds.). *Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr.*, 269–280.
- Christensen, N. I. & Mooney, W. D., 1995: Seismic velocity and geochemical evolution of the continental crust: a global view. *J. geophys. Res.*, 100, 9761–9788.
- Johnson, S. P. & Oliver, G. J. H., 2000: Mesoproterozoic oceanic subduction, island-arc formation and initiation of back-arc spreading in the Kibaran Belt of central, southern Africa: evidence from Ophiolite Terrane, Chewore Inliers, northern Zimbabwe. *Precambr. Res.*, 103, 125–146.
- Kay, R. W. & Kay, S. M., 1993: Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219, 177–190.
- Kempton, P. D. & Harmon, R. S., 1992: Oxygen isotope evidence for large-scale hybridization of the lower crust during magmatic underplating. *Geochim. cosmochim. Acta*, 56, 971–986.
- Kerrick, R., Wyman, D., Hollings, P. & Polat, A., 1999a: Variability of Nb/U and Th/La in 3.0 to 2.7 Ga Superior Province oceanic plateau basalts: implications for the timing of continental growth and lithosphere recycling. *Earth planet. Sci. Lett.*, 168, 101–115.
- Kerrick, R., Wyman, D., Polat, A. & Hollings, P., 1999b: An evaluation of hypotheses for the mechanisms and timing of Archean continental growth based on new trace element data for the Superior Province. In: Tectonic and magmatic processes in crustal growth: A Pan-LITHOPROBE perspective. Abstracts. [Http://ntserv.gis.nrcan.gc.ca/panlithoprobe/all\\_abstracts.htm](http://ntserv.gis.nrcan.gc.ca/panlithoprobe/all_abstracts.htm)
- Kramers, J. D. & Tolstikhin, I. N., 1997: Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust. *Chem. Geol.*, 139, 75–110.
- Larson, R. L., 1995: The Mid-Cretaceous superplume episode. *Sci. Amer.*, 273, 66–70.
- Lee, C. T., Yin, Q., Rudnick, R. L., Chesley, J. T. & Jacobsen, S. B., 2000: Osmium isotope evidence for Mesozoic removal of lithospheric mantle beneath the Sierra Nevada, California. *Science*, 289, 1912–1916.
- Martin, H., 1993: The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust – Comparison with modern processes. *Lithos*, 30, 373–388.
- McCulloch, M. T. & Bennett, V. C., 1994: Progressive growth of the continental crust and depleted mantle: Geochemical constraints. *Geochim. cosmochim. Acta*, 58, 4717–4738.
- McLennan, S. M. & Taylor, S. R., 1996: Heat flow and the composition of the continental crust. *J. Geol.*, 104, 369–377.
- Méres, Š., Ivan, P. & Hovorka, D., 2000a: Výskyty hornín spodnokôrovej provenience v Západných Karpatoch. In: Ďurža, O. & Rapant, S. (Eds.): *Geochémia 2000. Konf. Symp. Sem.*, Bratislava. Vyd. D. Štúra, 129–132.
- Méres, Š., Ivan, P. & Hovorka, D., 2000b: Geologická pozícia leptynito-ampibolitového komplexu – rozšírenie a význam v geologickej história Západných Karpát. In: Ďurža, O. & Rapant, S. (Eds.): *Geochémia 2000. Konf Symp. Sem.*, Bratislava. Vyd. D. Štúra, 43–47
- Morgan, J. P. & Morgan, W. J., 1999: Two-stage melting and geochemical evolution of the mantle: a recipe for mantle plum-pudding. *Earth planet. Sci. Lett.*, 170, 215–239.
- Murphy, J. B. & Nance, D. R., 1992: Mountain belts and the supercontinental cycle. *Sci. Amer.*, 270, 84–91
- Polat, A. & Kerrich, R., 2000: Archean greenstone belt magmatism and the continental growth-mantle evolution connection: constraints from Th-U-Nb-LREE systematics of the 2.7 Ga Wawa subprovince, Superior Province, Canada. *Earth planet. Sci. Lett.*, 175, 41–54.
- Puchtel, I. S., Hofmann, A. W., Mezger, K., Jochum, K. P., Shehansky, A. A. & Samsonov, A. V., 1998: Ocean plateau model for continental crust growth in the Archean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. *Earth planet. Sci. Lett.*, 155, 57–74.
- Reymer, A. & Schubert, G., 1987: Phanerozoic and Precambrian crustal growth. *Amer. Geophys. Union Geodynamics Series*, 17, 1–9.
- Righter, K. & Drake, M. J., 1997: Effect of water on metal/silicate partitioning of moderately siderophile elements: A high pressure and temperature terrestrial magma ocean and core formation. *Earth planet. Sci. Lett.*, 171, 383–399.
- Rogers, J. J. W., 1996: A history of continents in the past three billion years. *J. Geol.*, 104, 91–107
- Rudnick, R. L., 1990: Continental crust: growing from below. *Nature*, 347, 711–712.
- Rudnick, R. L., 1995: Making continental crust. *Nature*, 378, 571–578.
- Rudnick, R. L., Barth, M., Horn, I. & McDonough, W. F., 2000: Rutile-bearing refractory eclogites: Missing link between continents and depleted mantle. *Science*, 287, 278–281
- Rudnick, R. L. & Fountain, D. M., 1995: Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev-s. Geophys.*, 33, 267–309.
- Sinigoi, S., Quick, J. E., Clemens-Knott, D., Mayer, A., Demarchi, G., Mazzuchelli, M., Negrini, L. & Rivalenti, G., 1994: Chemical evolution of a mafic intrusion in the lower crust, Ivrea–Verbano zone, northern Italy. *J. geophys. Res., Solid Earth (Washington)*, 99, B11, 21 575–21 590.
- Stein, M. & Hofmann, A. W., 1994: Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature*, 372, 63–68.
- Sylvester, P. J., Campbell, J. H. & Bowyer, D. A., 1997: Niobium/uranium evidence for early formation of the continental crust. *Science*, 275, 521–523.
- Taylor, S. R. & Lennan, S. M., 1985: The continental crust: its composition and evolution. *Oxford. Blackwell Sci. Publ.*, 1–312.
- Taylor, S. R. & Lennan, S. M., 1995: The geochemical evolution of the continental crust. *Rev-s. Geophys.*, 33, 241–265.
- Taylor, S. R. & Lennan, S. M., 1996: The evolution of continental crust. *Sci. Amer.*, 274, 76–81
- Taylor, S. R. & Lennan, S. M., 1997: The origin and evolution of the Earth's continental crust. *AGSO J. austral. Geol. Geophys.*, 17, 55–62.
- Tera, F., Brown, L., Morris, J., Sacks, I. S., Klein, J. & Middleton, R., 1986: Sediment incorporation in island arc magmas: inferences from  $^{10}\text{Be}$ . *Geochim. cosmochim. Acta*, 50, 636–660.
- Vozár, J., Szalairová, V. & Šantavý, J., 1998: Interpretation of the Western Carpathian deep structures on the basis of gravimetric and seismic sections. In: Rakús, M. (Edr.): *Geodynamic development*

- of the Western Carpathians. Bratislava, D. Štúr Publ., 241–257.
- Wedepohl, K. H., 1991: Chemical composition and fractionation of the continental crust. *Geol. Rdsch.*, 80, 207–223.
- Wedepohl, K. H., 1995: The composition of the continental crust. *Geochim. cosmochim. Acta*, 59, 1217–1232.
- White, R. V., Tarney, J., Kerr, A. C., Saunders, A. D., Kempton, P. D., Pringle, M. S. & Klaver, G. T., 1999: Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: Implications for the generation of continental crust. *Lithos*, 46, 43–68.
- Wilde, S. A., Valley, J. W., Peck, W. H. & Graham, C. M., 2001: Evidence for detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, 409, 175–178.

# Nález fragmentu lebky srstnatého nosorožca *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach, 1799) v náplavoch Váhu od Zemného

PETER HOLEC

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 6. 2. 2001, revidovaná verzia doručená 26. 6. 2001)

## Finding of the skull fragment of the woolly rhinoceros *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach, 1799) in the Váh river deposits near Zemné village

Fragment a skull of the woolly rhinoceros have been found in the fluvial sediments in the Váh river. The woolly rhinoceros lived during the end of the Middle to end of Upper Pleistocene between Riss (= Saalian) to Würm (= Vislanian). It is 24–26 MNQ Mammalian zones sensu Guérin (1982). The age estimate is 250 000 till 10 000 BP.

**Key words:** Mammalia, Rhinocerotidae, *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach), Pleistocene, MNQ 24–26

## Úvod

Dr. Jakab z Archeologického ústavu SAV v Nitre mi priniesol zaujímavý nález – fragment vrchnej časti lebky srstnatého nosorožca, ktorú našiel Július Ludas v riečnom sedimente Váhu pri obci Zemné (pozri obr. 1). Bližšie nálezové okolnosti mi nie sú známe. Je veľmi pravdepodobné, že ide o alochtonný materiál, premiestnený vodným prúdom. Nález je v súkromnej zbierke Dr. Jakaba.

## Paleontologická časť

Trieda: Mammalia

Rad: Perissodactyla Owen, 1848

Čeľad: Rhinocerotidae Owen, 1845

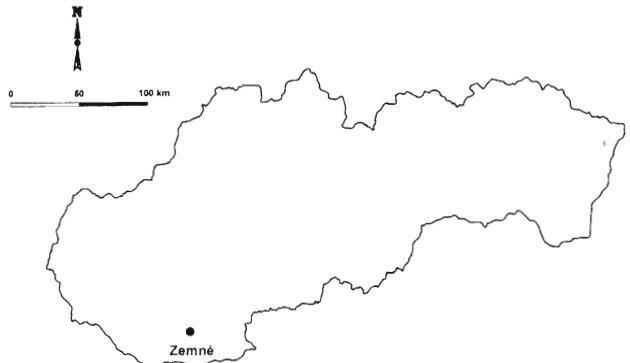
Rod: *Coelodonta*, 1831

Druh: *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach, 1799)

Zachovala sa vrchná časť lebky nosorožca *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach; pozri obr. 2).

*Norma occipitalis.* Pri pohľade na tylovú oblasť vidno, že sa zachovala iba vrchná stredná a ľavá časť tylovej plochy. Na odlomených častiach je badateľné, že kost je silne pneumatizovaná, ako mali mamuty alebo dnes žijúce slony. Úzke kostené trámce oddelujú veľké dutiny. Na rozhraní dorzálnnej a tylovej plochy je drsnatina, na laterálnych okrajoch masívnejšia, v strednej časti vyvinutá slabo. Povrch lebky v hornej časti prechádza ostrým uhlom do tylovej časti, čo je pre tento druh nosorožca charakteristické. Tylová časť sa skláňa rostrálne a ventrálne. Veľký otvor (*foramen magnum*) ani tylové hrbole (*condyli occipitales*) sa nezachovali.

*Norma dorsalis.* Dorzálnu časť lebky tvorí rozsiahla plocha, ktorá sa od tylovej oblasti zvažuje dolu a pred strednou časťou je mierne konkávna. V strede v oblasti drsnatiny po zadnom rohu je mierne konvexná a v oblasti

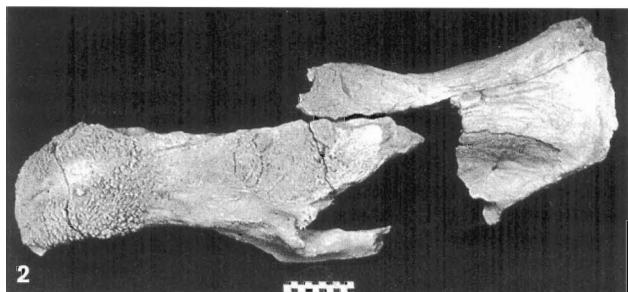


Obr. 1. Schematická mapa Slovenska s vyznačením lokality Zemné.  
Fig. 1. Schematic map of Slovakia with location of village Zemné.

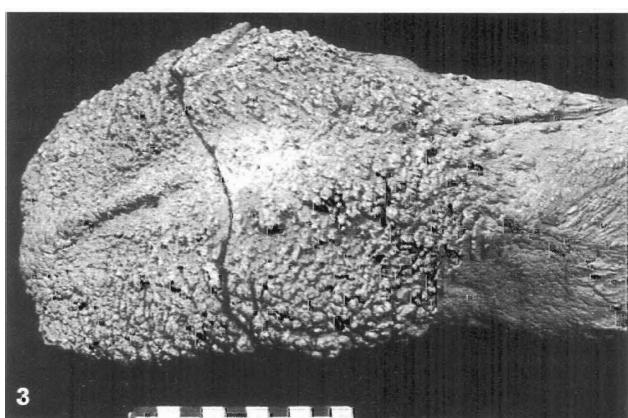
drsnatiny predného rohu výrazne konvexná. Kosí v oblasti predného aj zadného rohu tvorí bradavičnaté útvary. Drsnatina na lebke po báze predného rohu je oveľa rozsiahlejšia, výrazne konvexne prehnutá (pozri obr. 3), dlhá približne 28 cm a široká asi 18 cm. Kosti lebky sú zrastené do jediného kompaktného celku a sutúry, teda hranice medzi kostami, nie sú viditeľné. Okraj prednej časti očnice nesie nepravidelné nerovnako veľké hrbole (pozri obr. 4). Nosová prepážka je vyvinutá, ale vidno iba jej hornú časť, pretože väčšia časť je odlomená.

Lebku som porovnával so sadrovým odliatkom lebky srstnatého nosorožca z paleontologickej expozície na Katedre geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK.

Rozmery	náš exemplár	sadrový odliatok
celková dĺžka lebky	asi 840 mm	779,0 mm
šírka predného okraja nosových kostí	137,0 mm	124,2 mm

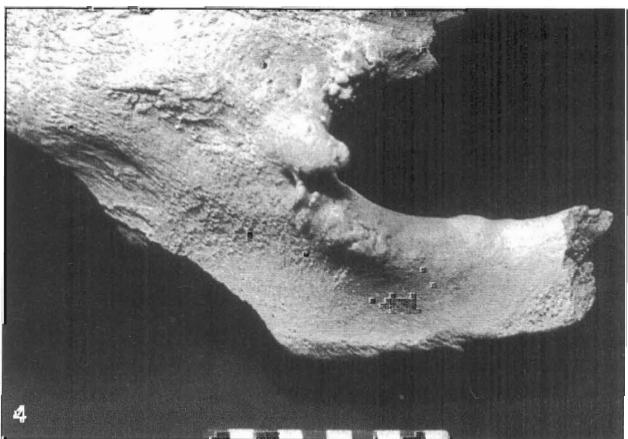


Obr. 2. Norma dorsalis – pohľad na dorzalnú plochu fragmentu lebky nosorožca *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach, 1799). Škála v cm.



Obr. 3. Pohľad na drsnosť pod bazou predného rohu na nosovej časti lebky nosorožca *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach, 1799). Škála v cm.

Fig. 2. Norma dorsalis – dorsal surface of the skull of the woolly rhinoceros *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach, 1799). Scale in cm.



Obr. 4. Norma lateralis – pohľad na bočnú plochu lebky v oblasti očnice s prednou časťou zygomatického oblúka. Škála v cm.

Fig. 4. Norma lateralis – view on a lateral part of the skull in orbital region with proximal part of the zygomatic arcus. Scale in cm.

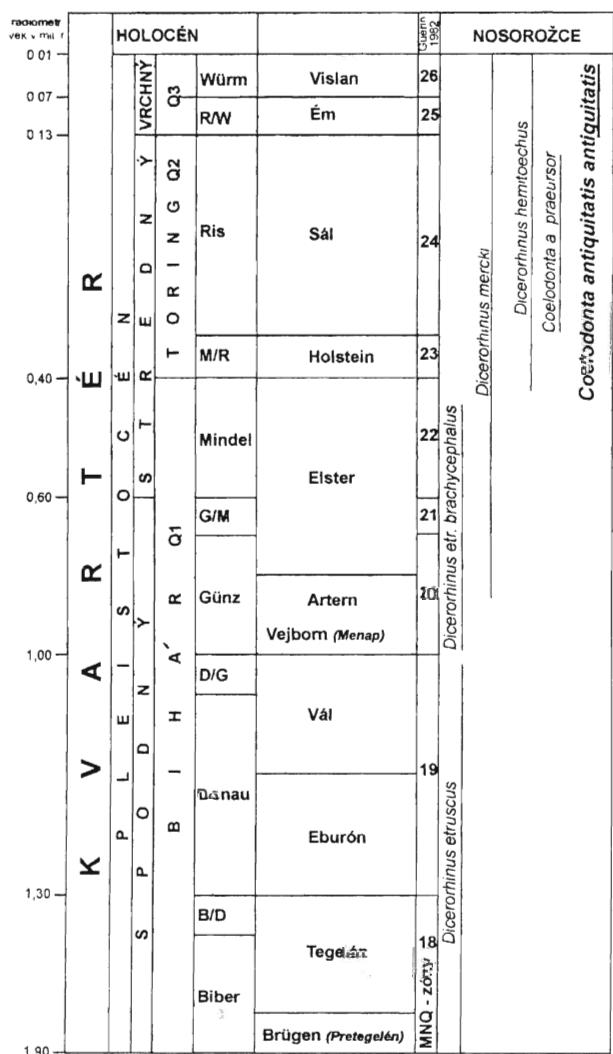
Sírka nosových kostí

Sírka nosových kostí	172,0 mm	175,2 mm
v oblasti predného rohu	172,0 mm	175,2 mm
sírka vrchnej časti		
tylovej kosti	212,0 mm	188,4 mm

## Poznámka k paleoekológii a paleogeografii

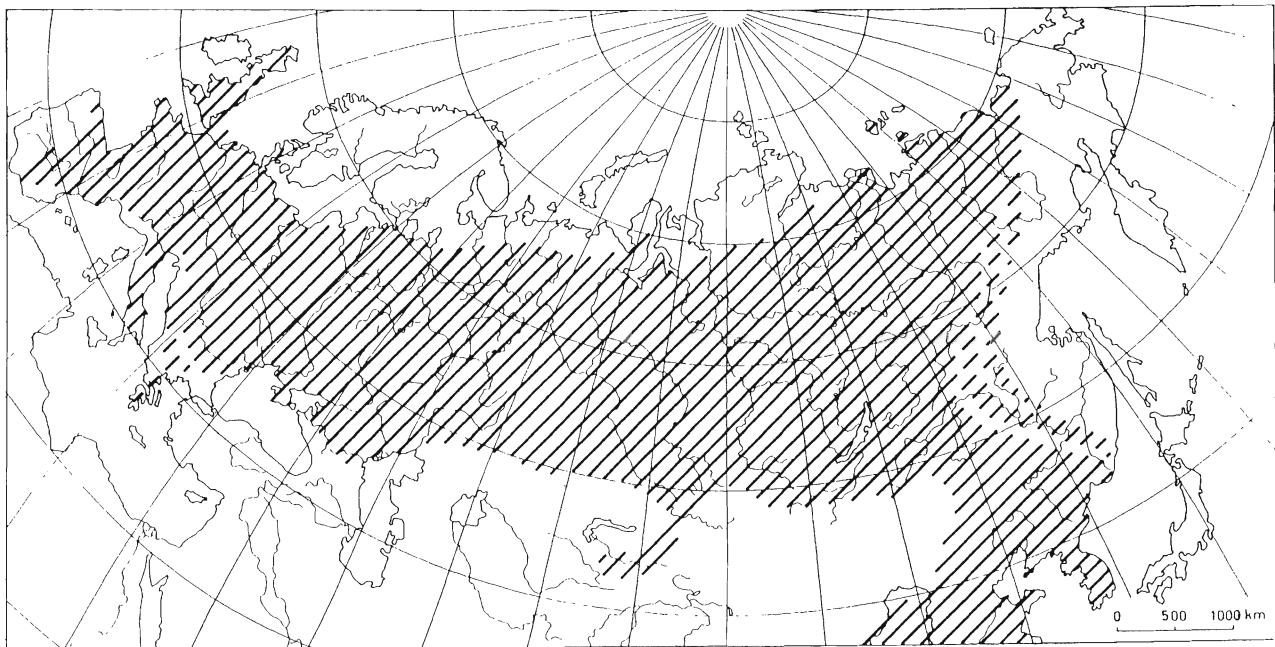
Anatomicky je opisovaný nosorožec najbližší recentnému africkému nosorožcovmu *Ceratotherium simum*. Hlavu držal šikmo nadol, jeho hypsodontné zuby boli potiahnuté cementom a bol schopný spásť trávnatý porast. Vo Francúzsku sa analyzovali aj zvyšky potravy v záhyboch jeho zubov a v žalúdku a identifikovali sa rastliny – *Picea cf. obovata*, *Abies cf. sibirica*, *Laryea (? sibirica)*, *Betula sp.*, *Ephedra sp.*, *Vaccinium vitis idea* a 86 % bylín (z toho 34,5 % tráv; Guérin, 1980).

Podľa Musila (1985) sa v spoločenstve srsnatého nosorožca najčastejšie vyskytujú kone (*Equus sp.*), mamuty (*Mammuthus primigenius*), soby (*Rangifer tarandus*), jelene (*Cervus elaphus*), jelene obrovské (*Megaloceros giganteus*), tury (*Bos primigenius*) a Zubry (*Bison priscus*).



Obr. 5. Stratigrafické rozšírenie pleistocenných nosorožcov druhu *Coelodonta antiquitatis antiquitatis* (Blumenbach, 1799) podľa Guérina (1982, upravené).

Fig. 5. Stratigraphical range of the Pleistocene rhinoceroses with the species *Coelodonta antiquitatis antiquitatis* (Blumenbach, 1799) after Guérin (1982, modified).



Obr. 6. Schematická mapa rozšírenia nosorožca srstnatého *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach, 1799) v Eurázii v poslednom zaľadnení (Kahlke, 1999).

Fig. 6. Sketch-map of the Eurasian last glacial of the woolly rhinoceros *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach, 1799) after Kahlke (1999).

V strednom a vrchnom pliocéne sa vyskytoval aj nosorožec *Dicerorhinus hemitoechus* a *D. merckii* (= *D. kirchbergensis*), ale žili v interglaciáloch. Možno konštatovať, že *Coelodonta antiquitatis* bol skôr stepný druh, no mohol zachádzať do riedkych, výnimočne aj do hustejších lesov a žiť od subarktickej klimatickej zóny až po miernu (v mediteránnych lesoch), a preto ho nemožno pokladať za výlučne studenomilný druh (pozri obr. 6).

Predkom opisovaného nosorožca mohol byť pomerne malý ázijský nosorožec *Coelodonta nihewanensis* Kah., ktorého zvyšky sa našli v spraši, ktorou preteká rieka Sang-kan-che v centrálnej časti Mongolska (Kahlke, 1973). Žil asi pred 600 000 rokmi (medziľadová doba günz/mindel = kromér) v rozsiahlych stepiach strednej a východnej Ázie. Sprievodná fauna naznačuje, že nosorožce druhu *Coelodonta nihewanensis* znášali denné výkyvy teploty, ale neboli prispôsobené arktickým životným podmienkam, čiže podmienkam charakteristickým pre ľadovú dobu. Z ázijského centra sa postupne rozširovali na S, SZ až Z a počas mnohých generácií sa zmenili na druh *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach). Kedy a kde táto premena nastala, sa nevie, no nálezy srstnatého nosorožca v Európe a Ázii sú rovnaké, takže to bolo najmä v severnej Sibíri. Ku koncu pleistocénu sa srstnatý nosorožec rozšíril na Z až po Atlantický oceán. Smerom na J sa jeho zvyšky našli v Španielsku, Taliansku aj v Grécku (Kahlke, 1999; pozri obr. 6). Koncom würmu zmizol z celého európskeho areálu a jeho posledné zvyšky prezili na Sibíri a v Číne, ale aj tam vyhynul ešte pred mamutom (pozri obr. 5 a 6).

Guérin (1980) v západnej Európe rozlíšuje dva poddruhy *Coelodonta antiquitatis*. Prvý, primitívnejší je *C. a. praecursor* Guérin, ktorý sa objavil v MNQ 24

(Guérin, 1982), čo zhruba zodpovedá risu (sál). Druhý, mladší poddruh je *C. a. antiquitatis* (Blumenbach) a indikuje cicaviežu zónu MNQ 25 a 26 (podľa Guérina, 1982), t. j. vrchný pleistocén (interglaciál ris/würm = ém až po koniec würmu = vislan). Znaky, ktorími sa *C. a. praecursor* odlišuje od *C. a. antiquitatis*, sa týkajú kostry (Guérin, 1980). Končatiny primitívnejšej formy sú dlhšie a štíhlejšie. Kedže som mal k dispozícii len fragment lebky, nemohol som presne určiť, o aký poddruh ide.

Z nášho územia fragment pravej sánky srstnatého nosorožca opísal Schmidt (1965). Našiel sa vo fluviaľných sedimentoch Tisy na Východoslovenskej nížine. Metatarzálny článok srstnatého nosorožca sa objavil v Činčianskej jaskyni. Ramenná košť sa našla v spraši pri Prašníku blízko Vrbového (Holec, 1986) a sú na nej stopy po hryzení pravdepodobne hyenou, takže poskytuje aj nepriamy dôkaz o existencii tohto predátora. Bárta (1965) spomína výskyt *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach) z lokality Banka, Bojnice, Bratislava, Dudince, Hlohovec, Istebné, Malinovec, Prašník, Radošina, Ratnovce, Silica, Silická Brezová, Sliače, Šaľa, Trnava, Trenčín, Vlčkovce. Ďalšie nálezy srstnatého nosorožca sú z Gemerského Jablonca, Šída, Dubna, Lenartoviec, Bešeňovej, Sliača, Staré Bystričce, Zamaroviec, Demiaty, Beše, Levíc, Malinoviec, Dreveníka a Tisy (Schmidt, 1972).

Vo fluviaľných sedimentoch Váhu v Šali sa našla aj lebka nosorožca *Dicerorhinus hemitoechus* (Schmidt, 1962). Bol to prvý doklad tohto druhu v mindelskom/riskom interglaciáli (= holstein) na Slovensku. Tento druh žil v teplých výkyvoch pleistocénu (pozri obr. 5) od zóny MNQ 22 po 26 (Guérin, 1982), teda od stredného pleistocénu až po koniec pleistocénu.

## Záver

Nález fragmentu lebky srstnatého nosorožca z Váhu (obr. 1–6) nie je na našom území ojedinelý. Srstnatý nosorožec predstavuje chladnomilný a stepný prvk pleistocénej fauny a indikuje aj ráz krajiny – otvorené stepi až lesostepi. Lesostep mohla v zavlažovaných miestach – pozdĺž riečnych tokov – siaháť v južných oblastiach karpatských nížin pomerne ďaleko na S. Vegetáciou bol riedky porast listnatých drevín a borovice (Krippel, 1963).

*Podakovanie.* Ďakujem E. Petríkovej za nakreslenie obr. 1, 5 a 6. L. Osvaldovi za fotoobrázok 2–4 a Grantovej agentúre SR za udelenie grantu 1/6192/99.

## Literatúra

- Bárta, J., 1965: Slovensko v staršej a strednej dobe kamennej. *Vyd. SAV, Bratislava.* 230.
- Guérin, C., 1980: Les rhinocéros (Mammalia, Perissodactyla) du mio-céne terminal au pléistocéne supérieur en Europe occidentale. Comparaison avec les espèces actuelles. *Docum. Lab. Géol. Lyon* no 79 (fasc. 3), Lyon, 85–1185.
- Guérin, C., 1982: Première biozonation du pléistocéne Européen. principal résultat biostratigraphique de l'étude des Rhinocerotidae (Mammalia, Perissodactyla) du miocène terminal au pléistocène supérieur d'Europe occidentale. *Geobios (Lyon).* 15, 4, 593–598.
- Holec, P., 1986: Neuste Resultate der Untersuchung von Neogenen und Quartären Nashornern, Bären und Kleinsäugern in dem Bereich der Westkarpaten (Slowakei). *Acta Univ. Carol., Geol., Spinat.* 2, 223–231.
- Kahlke, H. D., 1973: Objevy ve čtyřech světadílech. *Praha, Orbis.* 175.
- Kahlke, R. D., 1999: The history of the origin, evolution and dispersal of the Late Pleistocene Mammuthus-Coelodonta Faunal Complex in Eurasia (Large Mammals). *Fenske Companiens, Rapid City,* SD, 219.
- Krippel, E., 1963: Vývoj rastlinnej pokrývky počas kvartéru na Slovensku. *Geol. Práce.* 64, 53–58.
- Musil, R., 1985: Paleobiogeography of terrestrial communities in Europe during the last glacial. *Sbor nár. muze. v Praze, Acta Musei Nationalis Prague.* 41 B, 1–2, 1–84.
- Schmidt, Z., 1965: Metrická charakteristika fosílnych vertebrát v zbierkach Vlastivedného múzea v Spišskej Novej Vsi. *Sbor Východoslovenského múzea v Košiciach, séria A, Geologické vedy.* 6 A, Košice, 119–133.
- Schmidt, Z., 1962: Nález pleistocénneho nosorožca *Dicerorhinus hemitoechus* (Falconer) v riečišti Váhu v Šali. *Sbor. prác z ochrany prírody v Západoslovenskom kraji.* Bratislava, 113–117.
- Schmidt, Z., 1972: Zloženie fauny Slovenska na konci tretiho a vo štvrtiho. P. 631–642. In: Lukniš et al. (Eds.): *Slovensko, Príroda.* Bratislava, 916.



## Obsah

Mineralia Slovaca po tridsiatich troch rokoch na rázcestí  
– ako ďalej? ..... 1  
Medzinárodná konferencia doktorandov a mladých  
vedeckých pracovníkov (Herľany 8. a 9. apríla 2002) ..... 2

Vybrané termíny z oblasti geológie a život. prostredia ..... 13  
Druhé výročné zhromaždenie Česko-slovenskej  
spoločnosti pre elektrónovú mikroskopiu ..... 14  
Kronika ..... 15

# Mineralia Slovaca po tridsiatich troch rokoch na rázcestí – ako ďalej ?

Časopis Mineralia Slovaca koncom roka 2001 úspešne dospel do obdobia zrelosti, keď uplynulo 33 rokov od začiatku jeho vydávania. Periodikum – a, prirodzene, aj jeho redaktori – sa krok za krokom zdokonaľovalo a získavalо svoj okruh čitateľov. Hlavnou doterajšou úlohou i starostou jeho tvorcov a vydavateľov bolo registrovať, obohacovať a šíriť poznatky a pokrok vo vývoji geologických vied doma i v zahraničí, ako aj pomáhať aplikovať výsledky vedeckého výskumu v oblasti životného prostredia, pri vyhľadávaní a prieskume nerastných surovín, v oblasti inžinierskej geológie, hydrogeológie a v rade ďalších odvetví geológie.

Rokmi stúpali nároky na odbornú aj finančnú stránku vydávania časopisu a ten si zároveň nachádzal stále širšiu autorskú aj čitateľskú základňu, a to aj v zahraničí. Nesporne sa o to vo veľkej miere zaslúžila aj stále kvalitnejšia technická a polygrafická úroveň časopisu.

Časopis Mineralia Slovaca pomáha získavať a rozširovať poznatky aj inak, a to jeho výmenou za zahraničnú vedeckú či odbornú literatúru. Aj keď sa nevymieňa za najznámejšie (komerčné) svetové geologické periodiká, hodnota poznatkov získávaných z výmienaných časopisov a iných publikácií je obrovská. Zanedbatelný nie je ani s tým späť finančný prínos, a najmä to, že sa zahraničné časopisy a iná literatúra získava bez nároku na financie.

Náklad časopisu od jeho založenia postupne rásťol – z 350 exemplárov v roku 1969 na 900 v roku 1992, keď ho odoberalo 316 jednotlivcov, 216 organizácií, 190 exemplárov sa posielalo na výmenu do zahraničia, 14 sa do zahraničia predávalo a zvyšok tvorili povinné a pracovné výtlačky. Po reorganizácii geológie v rokoch 1992–1994 počet odberateľov časopisu výrazne poklesol a koncom roka 2001 sa tlačilo iba 500 exemplárov.

Rocne sa v šiestich číslach publikovalo priemerne 60 a od roku 1989 okolo 72 autorských hárkov. Kým do roku 1984 sa ročne uverejňovalo 65 až 72 titulov, v ostatných rokoch je to 52–57 titulov, čiže rastie počet rozsiahlych príspevkov.

Obsahová kvalita časopisu závisí od podmienok práce geológov v geologických a iných organizáciách, od moderného prístrojového výbavenia pracovísk, od rozsahu tímovej a medzinárodnej spolupráce, ako aj od rozvoja osobnosti.

Je očividné, že stojíme na prahu nových, kvalitatívnych premien, od ktorých sa aj v geológii vyžadujú nové prístupy a metódy riadenia. Spoločnosť očakáva od geológie najmä netradičné, progresívne výstupy, ktorých nielen sprostredkovateľom, ale najmä tvorcov a spolutvorcom chce aj nadálej byť časopis Mineralia Slovaca. A práve v súvislosti s týmto cieľom sa vynára otázka ako ďalej.

V ostatných rokoch sa priorita vydavateľov, pokiaľ ide o finančné výdavanie časopisu zmenila až tak, že sa Združenie Mineralia Slovaca dostalo na rázcestie či pred dilemu: alebo prestať vydávať časopis, alebo zmeniť formu jeho financovania. Doteraz bolo združenie finančne samostatné, čiže muselo obstarávať finančné prostriedky na krytie všetkých nákladov – najomné za redakčné miestnosti, mzdy, odvody z nich, poštovné, materiál, platby za redakčné služby, za tlač i expedíciu.

Rozpočet združenia na vydanie šiestich čísel ročne bol do roku 1984 okolo 400 000 Kčs, v roku 1985 464 000 Kčs a od roku 1986 do roku 1989 sa udržiaval na sume okolo 500 000 Kčs. Od roku 1990 finančné náklady rásťli a roku 2001 dosiahli 1,010 000 Sk. Náklady sa pokrývali príspevkami členov Združenia Mineralia Slovaca. Išlo najmä o Geologický prieskum Spišská Nová Ves, Nafta Gbely, IGHP Žilina, Geologický ústav D. Štúra, Geofond a Slovenský geologický úrad. Neskôr to bolo aj Ministerstvo životného prostredia SR. Ale po rozpadе zjednotenej geológie sa rozpadol aj systém tvorby rozpočtu Združenia Mineralia Slovaca.

Po roku 1995 významnejšie finančné prostriedky na vydávanie periodika pochádzali iba od Geologickej služby SR, MŽP SR a Uranpresu. V roku 2001 členom združenia už nemohol byť ani Štátny geologický ústav D. Štúra a len MŽP SR mohlo pokrýti asi jednu tretinu finančných nákladov. V posledných troch rokoch

ostatné finančné zdroje redakcia získavala zahraničnými objednávkami, ale tie sa rokom 2001 skončili.

Ako ďalej? Odpoveď na túto naliehavú otázku by malo dať Združenie Mineralia Slovaca do konca polroka 2002.

Vážení čitatelia, predstavitelia geologických organizácií, firiem aj štátnych orgánov, pomocnú ruku čakáme od Vás. Obraciame sa na Vás s prosbou o podporu vydávania časopisu Mineralia Slovaca.

Združenie Mineralia Slovaca je založené podľa § 829–841 občianskeho zákonníka. Jeho účastníci združujú finančné prostriedky na vydávanie časopisu Mineralia Slovaca. Združenie nemá právnu subjektivitu, správou jeho majetku a vedením účtovníctva je poverený jeden z jeho členov, a to a. s. Geocomplex.

Kedže finančná situácia po veľkom útlme v geologicky orientovaných firmách a inštitúciach je mimoriadne zložitá, prosíme Vás o finančný príspevok na vydávanie časopisu Mineralia Slovaca vo výške podľa Vášho uváženia.

Ak vo svojom okolí poznáte subjekty, ktoré by chceli byť členmi Združenia Mineralia Slovaca, tlmočte im, že ich veľmi radi medzi sebou privítame.

Podľa právnych noriem SR môže byť členom Združenia Mineralia Slovaca iba subjekt, ktorý je platiteľom dane z pridanéj hodnoty, a príspevok člena je daňovo uznaným nákladom. Podporovateľom

zdrženia môže byť ktorýkoľvek občan, fyzická alebo právnická osoba.

Podporovateľom časopisu Mineralia Slovaca, ktorí sa až doteraz usilovali čo i len malou sumou prispieť na vydávanie nášho časopisu, za všetkých, ktorí ho pokladajú za svoj, srdečne ďakujeme.

*Názov účtu:* Združenie Mineralia Slovaca, Jesenského 8, 040 01 Košice

*Cíl účtu:* 89201377/0900, Slovenská sporiteľňa, a. s., Košice

Za porozumenie i za prípadný finančný príspevok alebo radu ako ďalej ďakujeme.

Informácie poskytujú nižšie podpísaní.

RNDr. Pavol Grecula, DrSc., v. r.  
šéfredaktor časopisu Mineralia Slovaca

RNDr. Jozef Franzen, v. r.  
predseda Združenia Mineralia Slovaca

RNDr. Adrián Panáček, CSc., v. r.  
prokurista a. s. Geocomplex

## Medzinárodná konferencia doktorandov a mladých vedeckých pracovníkov

Herľany 8. a 9. apríla 2002

Fakulta BERG Technickej univerzity v Košiciach, jej katedra geológie a mineralógie a Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislavе zorganizovali 8. a 9. apríla 2002 v Herľanoch konferenciu doktorandov a mladých vedeckých pracovníkov. Takáto konferencia sa konala už tretí rok a stretli sa na nej univerzitní študenti, doktorandi a mladí vedeči pracovníci rozličných geologických disciplín z Prahy, Brna, Ostravy, Krakova, Miškovca, Bratislavы, Banskej Bystrice a Košíc. Cieľom organizátorov bolo poskytnúť nastupujúcej generácii slovenských geológov vhodnú príležitosť prezentovať výsledky vlastnej vedeckovýskumnnej práce a konfrontovať ich s výsledkami ich kolegov z Čech, Poľska a Maďarska.

Účastníkov privítal a úvodné slovo za Fakultu BERG TU v Košiciach prednesol jej dekan prof. Ing. P. Rybár, CSc., pod ktorého záštitou sa konferencia konala. Odborným garantom akcie bol prof. Ing. S. W. Faryad, CSc., prof. Ing. T. Sasvári, CSc., z Fakulty BERG TU v Košiciach a Dr. Ing. E. Szewczykóvá z Banícko-hutníckej akadémie v Krakove.

Prednáškový deň otvoril úvodným referátom riaditeľ ŠGÚDŠ doc. RNDr. M. Kaličiak, CSc., a konferencia potom pokračovala prihlásenými odbornými referátm, ktorých abstrakty ďalej uverejňujeme. Obsahom druhého dňa bola odborná exkurzia na vybrané východoslovenské lokality – opálové bane na Dubníku, múzeum fažby soli v Solivare pri Prešove a Jasovská jaskyňa.



Mimoriadne dobrá pracovná a priateľská atmosféra, nové, perspektívne osobné kontakty, ako aj vysoká odborná úroveň referátov potvrdili opodstatnenosť organizovať takéto konferencie. Aj keď počet účastníkov konferencie nie je rozhodujúci, hodno spomenúť, že na tohtoročnej bolo 30 prihlásených odborných referátov a dva razy toľko účastníkov.

Zmyslom konferencií tohto druhu nadáľ nadzívajú možnosť konfrontovať výsledky vedeckej práce a jedinečnú príležitosť nadavazovať užitočné osobné kontakty medzi domácimi doktorandmi, mladými vedeckými pracovníkmi v geológii a napokon aj študentmi a ich zahraničnými kolegami.

Organizátori dúľajú, že tretí ročník konferencie neboli tým najlepším a určite nie posledným. Podľa predbežnej dohody by sa štvrtý ročník mal konáť v Krakove. Je to výsledok iniciatívy poľskej strany z Banícko-hutníckej akadémie v Krakove. Ponuka bola prijatá s radosťou. Nemožno pochybovať o tom, že sa tým založí tradícia umožňujúca konfrontáciu vedeckých výsledkov na medzinárodnom fóre.

Konferencia bola organizovaná s podporou Štátneho geologickejho ústavu D. Štúra – regionálne centrum Košice a grantovej agentúry VEGA (grant 1/9359/02).

Platy ročník konferencie bude opäť v Herľanoch.

J. Kondela a P. Blištan

## Hydrogeochemické modelovanie vzťahu medzi povrchovými a podzemnými vodami v aluviálnych náplavoch

ANNA ADAMUSOVÁ

Katedra hydrogeológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, SR; e-mail: anicka\_a@yahoo.com

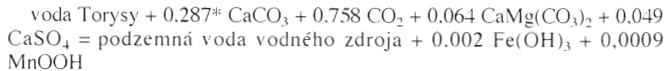
Podzemné vody aluviálnych náplavov sú dôležitým a prakticky nevyčerpatelným zdrojom pitnej vody, ale z hľadiska kvality sa pokladajú za jedny z najzraniteľnejších. Ich chemické zloženie je prevažne funkciou chemického zloženia vody príslušného povrchového toku, a preto veľmi citivo reagujú na zmeny akostí vody v rieke.

Predmetom nášho štúdia boli aluviálne náplavy Torysy na lokalite Brezovica. Pomocou hydrogeochemického programu PHREEQC-2 sa zostavili modely charakterizujúce procesy tvorby chemického zloženia podzemnej vody.

Vstupom do inverzného modelu boli údaje o priemernom chemickom zložení povrchových a podzemných vôd. Minerálne lázy, ktoré má program pri inverznom modelovaní použiť, sa vybrali na základe poznatkov o chemickom a minerálnom zložení hornín v okolí vodného zdroja a pozorovania podzemnej a povrchovej vody. Dôraz sa kládol hlavne na kalcit, dolomit a sadrovec. Do modelu sa zahrnuli ešte aj minerály Fe a Mn (limonit a manganit), lebo sa primárne vyskytujú v horninách paleogénu a ich prítomnosť, a najmä mocenstvo iónov Fe a Mn v podzemnej vode poukazujú na zmeny oxidačno-redukčných podmienok.

Výsledkom simulácie je model, podľa ktorého je hlavnou reakciou tvorby chemického zloženia podzemnej vody rozpúšťanie kalcitu, pri ktorom sa spotrebúva oxid uhličitý pochádzajúci z pôdy. Ďalšou reakciou je rozpúšťanie dolomitu, sadroveca a precipitácia malého množstva limonitu a manganičitov. Z modelu je zrejmé, že sa z povrchovej vody do podzemnej prenáša i rozpustený O a malé množstvo amoniakálnych a dusitanových iónov.

Výstup z programu možno vyjadriť nasledujúcou chemickou rovnicou



\* – koeficienty transferu hmoty sú v mmol.l<sup>-1</sup>

## Turmalinity v spodnotriasových kremencoch Malých Karpát a Považského Inovca – mikroskopická štruktúra, chemické zloženie, klasifikácia, substitúcie

PETER BAČÍK a PAVEL UHER

Katedra ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15. Bratislava, SR; e-mail: pbacik@pobox.sk

Turmalinity, horniny bohaté na turmalín, sa v podobe obliakov vyskytujú v zlepencových polohách bazálnych kremencových telies spodného triasu obalojej sérii tatrika (skúmali sa tieto výskyty: Malé Karpaty, Hainburšké vrchy, Považský Inovec). Z výbrusov turmalinitov sa mikroskopickým pozorovaním dalo výčleni 11 štruktúrnych typov. Štyri vzorky z troch lokalít – Traja jazde, Devínska Kobyla a Hainburg – sa analyzovali na elektrónovej mikroskode a podľa údajov z nej a klasifikačných diagramov sa zaradujú do alkalickej až X-vakantnej skupiny zloženia dravít – skoryl – foitit.

Štúdiom substancií prvkov v rozličných polohách mriežky turmalínu sa opísali nasledujúce:  $\text{FeMg}_{1-x}\text{Al}_{1-x}\text{MgAl}_{1-x}\text{CaMgNa}_{1-x}\text{Al}_{1-x}\text{AlNa}_{1-x}\text{AlFe}_{1-x}\text{Na}_{1-x}$ . Skúmali sa aj substitučné vzájomnosti Ti, Cr a Mn, ako aj zloženie a substitúcie v rámci zonality jednotlivých kryštálov a vzoriek turmalinitov.

## Epitaxial crystallization of lead apatite

OLAF BORKIEWICZ, KAMILA WIADEREK and MACIEJ MANECKI

University of Mining and Metallurgy, Cracow, PL

The fate of lead and other toxic metals in soil is strongly related to their physicochemical state. Bioavailability of Pb is mostly controlled by the dis-

solution and precipitation of discrete mineral phases. In-situ immobilization of lead is one of the methods now routinely applied for the reclamation of lead contaminated soils. The method is based on the principle that apatite added to the soil provides with aqueous phosphate resulting in formation of a very stable mineral pyromorphite  $\text{Pb}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{Cl}_2$ . Bioavailability of Pb is thus minimized due to very low solubility and high thermodynamic stability of pyromorphite.

One of the mechanisms of pyromorphite formation identified so far is heterogeneous precipitation on apatite surface. Subhedral hexagonal crystals of pyromorphite often grow parallel to each other indicating epitaxial growth. The goal of this project is to characterize epitaxial growth of pyromorphite on the surface of chlor- and fluorapatite crystals with regard to their crystalline orientation. In the batch experiments crystalline and pulverized apatites are reacted with diluted  $\text{PbNO}_3$  at pH = 2, 3, 4, and 6 for several months. The reaction mechanism is determined using a combination of macroscopic (analyses of the solution) and surface-sensitive approaches (analyses of solids and the interface). Precipitates are identified using X-ray diffraction and scanning electron microscopy with microanalysis. Heterogeneous precipitation will be compared with homogeneous precipitation of pyromorphite in separate experiment.

## Mean residence time of karst groundwater in the Czech Republic

JIŘÍ BRUTHANS and ONDŘEJ ZEMAN

Department of Hydrogeology, Engineering Geology and Applied Geophysics, Charles University, Albertov 6, Praha 2, ČR, CZ – 128 43, e-mail: jiri\_brutus@hotmail.com; zeman@natur.cuni.cz

Oxygen 18 and tritium are natural tracers, which are widely used to determine the mean residence time (MRT) of groundwater in shallow aquifers. By means of oxygen 18 the MRT in scale of months up to approx. 5 years can be determined. Tritium content shows whether the water was infiltrated before 1950, in sixties or more recently. More detailed dating is possible, however at present time problematic, as the tritium content in groundwater became similar with content in recent precipitation.

Till recent, only few isotopic studies were done in karst regions in the Czech Republic. The mean residence time of spring water in Bohemian Karst based on tritium dating varies mostly between several years up to 20 years on particular springs in the area (Šilar and Záhrubský, 1999).

To compare influence of different factors on MRT of karst groundwaters, we selected 11 karst springs. We tried to exclude springs with significant content of water from direct recharge (streams sinking in ponors and sinkholes). Springs are located in different geological settings: Two springs discharge from Cretaceous limestone (Miskovice and Turnov Karst). Four springs drain Paleozoic rocks (Moravian and Bohemian Karst). Five springs are situated in metamorphosed carbonates. There are also significant differences in intensity of karstification in catchments of particular springs. Moravian Karst presents area with well-developed underground net of extremely permeable conduits. Nearly all superficial streams entering the Moravian Karst are sinking. On the other hand, there are no concentrated ponors in the area of Bohemian Karst. conduits are only sparse and mostly bathyfreatic.

During the year 2001 we sampled selected springs on oxygen 18 and tritium (quarterly, in some cases more frequently). Oxygen 18 variation in particular springs during year was from 0 up to 0.7 ‰. It means, that the MRT of groundwater is overreaching 1 year in all springs. Both springs from Cretaceous rocks show stable oxygen 18 content. Hence MRT of groundwater overreach 5 years in catchments of these springs. Tritium content show, that all springs are predominantly supplied by recent water (infiltrated after 1970), mostly with some content of water infiltrated in sixties (from 14 up to 23 TU in particular springs).

Surprisingly, there are no significant differences between springs from areas with different geology and different intensity of karstification. Relatively long mean residence time in karst aquifers (MRT in order of years and first decades) is caused by slow and diffuse flow in soil, epikarst and generally in whole environment around karst conduits. It is important to stress, that the residence time in conduits, which could be determined by tracer tests (MRT mostly in order of days) is commonly in several orders of magnitude lower than MRT determined by isotopic methods. This paradox can be easily explained by extremely different ratio of permeability and storativity in both

environments. After precipitation, predominant part of water is very slowly passing through the unsaturated and saturated zone. It takes years for water to pass several tens or hundreds of meters. But once entering the karst conduit, the velocity of flow is rising in orders of magnitude. To pass remaining several kilometres to spring is therefore question of hours or days.

Isotopic study of karst springs was supported by Grant Agency of Charles University GAUK2001/197: "Application of isotope techniques ( $^{3}\text{H}$ ,  $^{180}\text{O}$ ) in the study of groundwater mean residence time in karstic regions." Additional analyses are planned during 2002.

## Orbikulární textury v granitech moldanubika a jejich genetická interpretace

DAVID BURIÁNEK

Katedra mineralogie, petrologie a geochemie Přírodovědecké fakulty MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, ČR

Pro orbikulární textury je charakteristická přítomnost agregátů minerálních zrn s kulovitým uspořádáním (častá je radiálně papršitá nebo koncentrická stavba). Tyto textury bývají popisovány hlavně z granitů (Moore et al., 1973; Rozendaal a Bruwer, 1995), jen vzácně se vyskytují v dioritech a gabrech (Symes et al., 1987). Granity s orbikulární texturou jsou v moldanubiku prostorově vázány na tělesa durbachitů. Jde o leukokrátní granity typu S, které vystupují v podobě žil či drobných těles (max. několik km<sup>2</sup>). Na základě mineralogického složení je možné vyčlenit

1) cordieritovo-plagioklasové orbikule a

2) orbikule obsahující turmalín.

Granit obsahující cordieritovo-plagioklasové orbikule byl nalezen na východním okraji středočeského plutonu (tvoří asi 1,5 m mocnou žilu v dehetnickém granodioritu nedaleko od jeho kontaktu s durbachity typu „Čertovo břemeno“). Orbikule mají oválný nebo kulovitý tvar a průměr 4 až 8 cm. Jejich jádro tvoří kryštál či agregát kryštálů cordieritů o velikosti 2–3 cm (dnes ze zela nahrazen směsí muskovitu biotitu a chloritu). Jádro tvořené pinitizovaným cordieritem je oproti granitu nabohaceno na FeO, MgO, MnO, K<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> a naopak ochuzeno o Na<sub>2</sub>O, CaO, SiO<sub>2</sub>. Jeho lem o mocnosti 2–3 cm tvoří drobné až středně zrnitý oligoklas (An<sub>20–28</sub>). Bazitita zrn plagioklasů směrem k okraji orbikule mírně narůstá. Makroskopicky je patrná koncentrická zónalnost (jednotlivé zóny mají mocnost kolem 1 mm). Je dána uspořádáním zrn plagioklasů a není zřetelná v katodové luminiscenci. Orbikule jsou uloženy ve středně zrnitém muskoviticko-biotitickém granitu s hypautomorfní strukturou. Plagioklasové v hornině mají poněkud nižší bazicitu (An<sub>15–23</sub>) než plagioklasové, které tvoří orbikule. Z akcesorských minerálů granit obsahuje apatit, zirkon a turmalín. Turmalín odpovídá dravitému bohatému na Al. Al<sup>Y</sup> 0,48–0,35; Fe 0,73–0,69; Mg 1,76–1,53 apfu, v pozici X: Na 0,65–0,60, Ca 0,13–0,05 a □<sup>X</sup> 0,34–0,22 apfu.

Granity obsahující turmalínové orbikule sledují svým rozšířením v moldanubiku výskyty durbachitů. Orbikule velké 1 do 10 cm jsou usporádány do zón o mocnosti až 10 m, nebo je jejich rozmištění v hornině nepravidelné. Mají až několik cm mocný leukokrátní lem, který se od okolního granitu liší nepřítomností slíd (zejména biotitu). V orbikulích převažuje turmalín a křemen, méně jsou zastoupeny živce, význačnou akcesorii je apatit. Turmalín tvoří xenomorfní zrna, která zatačují živce, a to zejména plagioklasové. Orbikule jsou oproti okolnímu granitu nabohaceny na TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, MnO a naopak ochuzeny K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O. Turmalín odpovídá skorylu bohatému na Al a skorylu dravitému na Al. Pozice Z bývá plně obsazena Al, v pozici Y je přítomno Al<sup>Y</sup> 0,77–0,20; Fe 1,92–1,15; Mg 1,26–0,20 apfu, v pozici X: Na 0,77–0,54, Ca 0,07–0,03 a □<sup>X</sup> 0,45–0,16 apfu (Buriánek a Novák, 2001). Okolní biotitické či muskoviticko-biotitické granity mají hypautomorfní strukturu. Plagioklasové uvnitř orbikule a v okolním granitu mají podobnou bazicitu, v rozmezí od albitu až oligoklasu (An<sub>27–1</sub>), biotit odpovídá annitu ( $X_{\text{Mg}} = 0,49–0,25$ ) a jako akcesorie se může vyskytnout apatit, zirkon, andalusit, cordierit, ilmenit, allanit, xenotim a monazit.

Oba typy orbikulárních textur vznikly v důsledku interakce taveniny a fluidní fáze. Cordieritovo-plagioklasové orbikule rostly během raných stádií krystalizace magmatu. Podle Vernonova (1985) jsou tyto nerovnovážné textury produktem rychlé krystalizace v důsledku úniku fluidu z přehřáté taveniny během jejího rychlého výstupu k povrchu. Turmalínové orbikule jsou naopak produktem reakce borem bohatých bezbytokových fluidů s horninou v podmírkách raného subsolidu.

## Arsenic and lead in waste copper smelting products

RENATA CICHOWSKA

University of Mining and Metallurgy, Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, ul. Mickiewicza 30, 30-059 Cracow, PL

In Poland there are a lot of waste copper smelting products. They have very different chemical compositions and include toxic metals such as arsenic and lead which are polluting soil and ground water. The aim of the study was the mineralogical and chemical characterization of the metallurgical dust, slime, shaft and converter slags, from the Legnica-Glogow Copper Region. Phases hosting these metals were located and identified, and their chemical composition has been examined.

The main component of metallurgical dust is PbSO<sub>4</sub>. There are 52–68 wt. % Pb and sometimes small admixture of Zn, Cu, Fe and Cl. Matrix has porous structures and impurities of Si, Al. The slime contains sulphates of Pb, Ca, silicate phases, sulphides, oxides and arsenates. The significant enrichment in some metals was not observed, but level of impurity is high. Analyses confirm the possibility of recovering lead from these products.

The main component of slag is a glass phase that contains abundant small, oval aggregates of metallic copper, sulphides, Fe-Co alloys, Pb-Ag alloys, spinels, sphalerite, arsenate phases and sometimes olivine and pyroxene or amphibole crystals. Converter slags from Glogow are very rich in metallic copper. They contain cuprite, Ni-Co spinels, Cu-spinels, chalcocite and arsenate whose composition is similar to CaAsO<sub>4</sub>. They create big crystals and contain from 3.01 to 3.88 wt. % of S; from 28.36 to 29.76 wt. % Ca, from 0.10 to 0.27 wt. % Fe; 0.23 to 0.65 wt. % Cu, from 31.05 to 33.68 wt. % As; from 2.68 to 3.29 wt. % Pb; from 30.05 to 34.03 wt. % O. They sometimes have a small admixture of Co, Ni, Ag, Sn and La. The slag's matrix is very rich in Pb. Chemical composition of the matrix is close to Pb<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>.

**Acknowledgement.** This work was supported by Polish Committee for Scientific Research (KBN) grant No. P04D 06422.

## Arsenic mineralogy of the anthropogenic deposit at the Přebuz mine (Bohemian massif)

MICHAL FILIPPI

Geologický ústav AV ČR, Rozvojová 135, Praha 6 – Lysolaje, ČR

There is a unique arsenic anomaly at the Přebuz locality – which could be used as mineralogical model to study weathering of arsenic-rich material. The arsenopyrite-loellingite concentrate (by-product of cassiterite extraction) is exposed to climatic conditions. This concentrate contains very small amounts of other minerals like quartz, feldspars and others. Arsenopyrite and loellingite (and accessory pyrite) oxidation is practically not complicated by interference with additional minerals and elements. New secondary phases precipitate on the surface of the ore concentrate deposit but also fill the space among the grains of finely milled material. Selected samples were studied using a DRON 2.1 diffractograph (with CuK $\alpha$  radiation and step scanning at 0.05°/3s) and electron microanalyser JEOL JXA-50 with energy-dispersive X-ray analyser PV 9400.

The ore concentrate material is finely milled. The grain sizes vary from several up to ca 200 micrometers. The arsenopyrite and loellingite distribution is quite random in the concentrate material. Both minerals are major components of this concentrate. Back scattered electron imaging (BEI) shows that margins of arsenopyrite and loellingite grains dispersed in secondary matrix are habitually quite sharp in low and medium weathered samples. Reaction rims or depletion zones are not visible. Only grains in highly weathered samples have rough to serrated edges. These highly weathered samples provide evidence of arsenopyrite and loellingite dissolution. Only small relicts partly bordered by native sulphur and replaced by scorodite remain after dissolved larger arsenopyrite grains. Smaller grains are often dissolved completely and only small cavities partly filled by sulphur and scorodite remain. Pyrite, cassiterite and native bismuth represent the other detected primary ore minerals. Both cassiterite and bismuth occur mostly as microscopic inclusions in arsenopyrite and loellingite. Pyrite occurs relati-

vely often in studied samples. Its grains compared to arsenopyrite and loelingite are far more decomposed and dissolved. Close to the pyrite grains occurs Fe-rich secondary phase, probably amorphous Fe-oxide. This phase forms of smudges in scorodite matrix. Scorodite ( $\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) is the most widespread arsenic secondary mineral. Most often it occurs as texturally homogenous matrix, which fills in the space among mineral grains. Scorodite dominates in all polished sections studied (also in sections seemingly non-weathered by macroscopic observations). Therefore it seems possible that As-rich solutions descended from the surficial parts of concentrate dump into its deeper parts where secondary scorodite precipitated. The scorodite matrix "wrapped" ore grains and thus has slowed down the interior weathering processes. Arsenolite ( $\text{As}_2\text{O}_3$ ) occurs also very abundantly, but above all in samples that are only slightly weathered. It is practically missing in the most intensively weathered samples. It occurs most often as irregularly terminated grains dispersed in scorodite matrix. Arsenolite only rarely predominates over scorodite. Arsenolite is sometimes present as well developed crystals in small cavities, probably representing the youngest weathering phase. Considering good solubility of arsenolite in water the presence of several generations is possible. Kaatiaite ( $\text{FeAs}_3\text{O}_9 \cdot 6-8\text{H}_2\text{O}$ ) is present as the youngest phase as white acicular aggregates on surface coatings. The pH measured in leachate of the surface material in distilled water is very low (near 1). The rainfalls caused intensive arsenic release into the environment.

The deposition and interaction among different parts of Přebuz dumps display a variety of mutual relationship as well as potential environmental hazard – therefore more detailed programme should be established to describe the complex arsenic behaviour at this site.

**Acknowledgement.** This research was supported by the project No. 79-502 881 (EMOZMID) and by the project CEZ: No. Z3-013-912.

### Beryl vzácnoprvkových granitových pegmatitov – variácie chemického zloženia a štruktúrnych parametrov

JANA FRIEDRICHOVÁ a PAVEL UHER

Katedra ložiskovej geológie Prírodrovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina 1, 842 15 Bratislava, SR; e-mail: jfriedrichova@pobox.sk

Berylu sa na Slovensku do 90. rokov 20. stor nevenovala väčšia pozornosť, lebo slovenské výskypy vzácnoprvkových pegmatitov ešte neboli známe. V súčasnosti však už sú informácie o jeho výskete v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, Žiari a v Nízkych Tatrách.

Náš výskum sa zameral na beryl v Malých Karpatoch a v Považskom Inovci a zároveň na porovnávanie tamjšieho berylu s berylom z európskych a svetových lokalít (Maršíkovo – Česká republika, Etusis, Kudoberg a Baobismond – Namíbia, Engle Brecht, Shatford Lake – Kanada, Simmons Quary – USA). Cieľom bolo zistíť rozdiely v chemickom zložení a štruktúre berylu zo Slovenska a z ostatných spomenutých lokalít.

Podľa prevládajúcej substitúcie  $\text{Be}^{2+} = \text{Li}^+$ ,  $\text{Al}^{3+} = \text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  sú skúmané vzorky berylu zo Slovenska, Čiech a Namíbie zaradili do normálnej skupiny a podľa typu substitúcie  $\text{Be}^{2+} = \text{Li}^+$  vzorky z Kanady a USA do tetrahedralnej skupiny. Zároveň sú zistili, že beryly zo Slovenska a Čiech patria do skupiny Be-Nb pegmatitov, z lokality Shatford Lake do Be podskupiny, rodiny (family) NYF (Ni, Y, F) a ostatné skúmané vzorky do podskupiny komplexných pegmatitov rodiny LCT (Li, Cs, Ta).

Naše štúdium vytvorilo dobré predpoklady na ďalší výskum, ktorý bude zameraný na chemickú štruktúru berylu vzácnoprvkových pegmatitov.

### Enigmatic white crusts in Kärkevagge Valley

ANDRZEJ GAŁAŚ

University of Mining and Metallurgy, al. Mickiewicza 30, 30-059 Cracow, PL; e-mail: pollux@geol.agh.edu.pl

Kärkevagge Valley is situated in the northernmost part of Sweden, bordering Norway. Valley is eroded in the rocks of the lower part of Kaledonian cover, which belong to the following units, the Abisko nappe and the

Seve-Köli nappe. The crystalline basement of the Fennoscandian Shield outcrops nearby, in the major valley which connects the Torneträsk Lake with the Narvik Fjord.

The majority of streams descending from Kärketjärro deposit yellowish-white, soft, amorphous substance on the surface of rocks. The substance was collected in one sample during geological reconnaissance in 1998. The encrusted rocks represent quartz-mica schists. In general the schist are brown in colour, fine-grained with parallel laminated texture. Some disintegrate into rectangular blocks. Under the microscope their structure is defined as granulopeloblastic. The mineral assemblage is: quartz, muscovite, biotite, chlorite and accessory Fe-hydroxides. This rock is typical for the biotite subfacies.

At a first glance the white crusts resemble conspicuous "lime crusts" of Rapp (1960) but appear HCl negative. Thickness of the crust is a few mm up to maximum 1 cm. They are soft and soil fingers, with the time peeling off. The sample was investigated using microsonde, differential thermal analysis, and X-ray diffraction.

The chemical results are given in table 1. Alumina clearly prevails. Other rock-forming oxides are present in rather small contents and the total ca. 25 % is far from 100 %. Probably  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  and may be  $\text{CO}_2$  are the main components.

Tab. 1  
Chemical composition of the crust by ICP method

Element	ppm	%	Oxide equivalent %
Al		9.988	$\text{Al}_2\text{O}_3 - 18.7$
Si		1.73	$\text{SiO}_2 - 6.34$
Fe		0.413	$\text{FeO} - 0.53$
Ca		0.05	
Na	115.5		
S	129.6		
Pb	155.4		
Cu	164.9		
Mg	123.3		

#### Comments:

Until now the substance of the crust is not definitely recognized. The high contents of Al suggest that pH in Kärkevagge Valley water is quite low. Is it an effect of natural process or the result of acid rains? Its origin needs additional sampling of water and the rocks on Kärketjärro Hill as well as chemical determination of the main components of the crusts. Also meteorological and biochemical data which are collected in Abisko Scientific Research Station will contribute to resolving the problem.

### Staré environmentálne záťaže horninového prostredia v Slovenskom kraze

DANIELA GYÜREOVÁ

Ministerstvo životného prostredia SR, Nám. L. Štúra 1, 812 35 Bratislava, SR; e-mail: gyureova.daniela@lifeenv.gov.sk

V ostatných rokoch sa v súvislosti s ochranou životného prostredia stále častejšie objavuje termín stará environmentálna záťaž, najmä v podobe staré environmentálne záťaže. V rámci prípravy vstupu Slovenskej republiky do EÚ bude nevyhnutné sa s týmto negatívnym javom vyrovnáť a environmentálne záťaže, z ktorých väčšina má korene v minulosti, odstrániť. To bol zároveň aj jeden z hlavných cieľov programu odpadového hospodárstva SR do roku 2000 a na roky 2000–2005.

Názvom staré environmentálne záťaže (ďalej SEZ) horninového prostredia sa vo všeobecnosti označujú staré skládky odpadu, staré banské diela, haldy, odkaliská a iné objekty banskej a úpravníckej činnosti, znečistené územia armádnou činnosťou, areály podnikov, priemyselný, biologický, chemický a iný odpad, polnohospodárske dvory, hnojiská, fažké kovy, ropné látky a iné zdroje znečisťovania podzemnej a povrchovej vody, pôdy, horninového prostredia a ovzdušia.

V októbri 2000 nahlásilo všetkých 79 okresných úradov na Slovensku Ministerstvu životného prostredia SR 1666 lokalít so SEZ. Odbor informatiky

ŠGÚD Š vytvoril geologický informačný systém SEZ, ktorý obsahuje informácie o 1102 lokalitách a využíva aj informácie z bázy dát skládok odpadu, zahŕňajúcej údaje približne o 8300 skládkach na Slovensku.

V Rožňavskom okrese sa k 11. októbru 2000 evidovalo 125 nepovolených, tzv. divokých skládok. Niekoľko SEZ je aj v Slovenskom kraze, ktorý je od roku 2002 národným parkom. V katastri Krásnohorskej Dlhej Lúky je trvalo uzavreté úložisko nebezpečného odpadu z chemikálií pochádzajúcich ešte zo 60. rokov 20. stor. Rekultivácia je nevyhnutná na skladke komunálneho odpadu v Joviciach, kde už je hotový projekt na sanáciu, a na skladke komunálneho odpadu v Plešivci, kde sa projekt spracúva. Priemyselný odpad, ktorý rozličného druhu je na odkališkach alebo v areáloch organizácií zameraných na fažbu a úpravu hornín pri Včelároch, Ľarnove, Dvorníkoch, Moldave nad Bodvou, Drienovci a pri Nižnom a Vyšnom Medzeve.

V novembri a decembi 2001 sa urobila dekontaminácia nebezpečného odpadu v prieplasti Snežná diera. Neznámi ľudia tam do hĺbky 17–20 m navozili desiatky kubických metrov pesticídov a insekticídov – zvyšok zo zásob nezisteného polnohospodárskeho družstva.

Nitrofenoly, veľmi nebezpečné látky, hrozili zamorit zdroje pitnej vody. Vyťažiť sa nedali, lebo s prírodnými zrážkami vsakovali do vápencového podložia, a tak bolo zamorených niekoľko sto metrov kubických.

Dekontamináciu na tejto lokalite vykonal vedeckovýskumný ústav BOOS-Biologicke substancie, ktorý vypracoval progresívnu metódu dekontaminácie použitím dážďoviek typu *Eisenia foetida*. Tieto dážďovky produkujú enzymy schopné štiepiť ropné látky, uhľovodíky, fenoly, krezoly, PCP, DDT a iné chemikálie. Na základe zistenia druhu zamorenia sa vyselektovali dážďovky produkujúce enzymy štiepiace nitrofenoly a v priebehu dvoch týždňov sa do Snežnej diery aplíkovali povrchovo aj do vrtov Laboratórne testy potvrdili, že nitrofenoly v komisionálne odobratých vzorkach z dna prieplasti a zo žriedeli pitnej vody zmizli úplne.

Nepriaznivý vplyv SEZ na spoločnosť je mimoriadne veľký, a to tak z hľadiska environmentálnych nákladov, ako aj nákladov na zdravotnú starostlivosť a sanáciu kontaminovaného prostredia, a preto sa touto problematikou treba sústavne a zodpovedne zaoberať.

## Mineralogicko-petrografické a fyzikálnegeomechanické výhodnocení mramorov ČR ve vztahu k importovaným materiálom

RENATA HORNÁ

Institut geologického inženýrství. VŠB – TU Ostrava, HGF, 17. listopadu 15, 708 33 Ostrava-Poruba, ČR

Po revoluci v roce 1989 došlo ke značnému útlumu hornictví ČR, což se dotklo rovněž těžby nerudních surovin, resp. také těžby „mramorů“ určených pro ušlechtilou kamenickou výrobu. Ze všech původních oblastí těžby „sedimentogenních“ a krystalických vápenců – barrandienu, českého moldanubika, krkonošsko-jizerského krystalinika, orlicko-kladského krystalinika, chrudimského paleozoika, moravskoslezského devonu, moravika a silezika – zůstala těžba pouze na třech lokalitách. Jde o mramory lugické oblasti, konkrétně o ložisko sněžníkowského mramoru Dolní Morava v orlicko-kladském krystaliniku a mramory silezika, o tzv. slezské mramory z Horní Lipové a Supíkovic.

Současně s útlumem těžby domácích mramorů začala expanze importovaných mramorů, a to hlavně z jižní Evropy. Jde v první řadě o italské, řecké a španělské mramory. I když jsou velmi různé kvality, mramory z domácí produkce zůstávají v jejich stínu. Zčásti to souvisí právě s omezením domácí těžby, která se dnes soustředuje pouze na severozápadní Moravu.

Příspěvek podává přehled o současném stavu těžby krystalického vápence určeného pro ušlechtilou kamenickou výrobu v České republice. Je v něm nastíněný současný trend na našem trhu s dekoracním kamenem, kde dominují importované materiály. Příspěvek se částečně zabývá závislostí mezi minerálním složením, strukturou a texturou hornin a jejich fyzikálno-geomechanickými vlastnostmi a srovnává vlastnosti českých mramorů s vybranými importovanými mramory. Hodnoty výsledků zkoušek těchto atestů u českých surovin a komerčně distribuovaných mramorů v ČR byly stanoveny akreditovanou laboratoří Zkušebny kamene a kameniva, s. r. o. v Hořicích v Podkrkonoší.

Stanovenovanými veličinami jsou objemová hmotnosť, nasákovost, odolnosť proti mrazu, obrusnosť, leštiteľnosť, odolnosť proti povětrnosti, pevnost v tlaku a pevnost v tahu za ohýbu. Zkouška pevnosti v tlaku byla provedena

pouze u domácích surovin, jelikož zahraniční materiály jsou dováženy ako polotovar ve formě řezaných desek, což znemožňuje zhotovení zkusebních tělisek.

Vybrané importované materiály, jejichž uváděné výsledky atestů tvorí základ certifikátu a prohlášení o shodě předmětných surovin, posloužily jako „reprezentativní vzorky“ pro srovnání kvality s tuzemskými mramory.

Ze vzájemného porovnávání vybraných vlastností karbonátových hornin vyplývá, že naše mramory jsou srovnateľně s komerčně distribuovanými mramory v ČR. Z hlediska kvality patří „české“ mramory ke špičkovým materiálům nabízeným na našem trhu.

## *Serranus budensis* (Heckel, 1856) z Bystrého (východné Slovensko)

BARBARA CHALUPOVÁ

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava, SR

Fosilná rybia fauna sa v ľovcoch menilitového typu vnútrokarpatského paleogénu vyskytuje ojedinele. Druh *Serranus budensis* (Heckel, 1856) je opísaný prevažne zo západokarpatských lokalít ležiacich mimo územie Slovenska a z Bystrého na východnom Slovensku (Západné Karpaty) ho opísala iba Gregorová a Fulín (2001) a Chalupová (2001).

Predmetom nášho štúdia boli fosilne ryby druhu *Serranus budensis* (Heckel, 1856) z paleogénej lokality v údoli bezmenného potoka 700 m na SZ od obce Bystré (okres Vranov nad Topľou) v Beskydskom predhorí. Územie so sledovanou faunou je tvorené vnútrokarpatským paleogénom a reprezentuje ho hutniacske súvrstvie (stredný oligocén – rupel). Údolie viac-menej tvoria hrubé polohy piesčitého ľlovca a prachovca. Ľlovec je čierny, sivočierny až sivý, tabuľkovito až bridličnatá sa rozpadávajúci. Hnedý až sivo-hnedý pieskovec je jemnozrnný až strednozrnný a tvorí decimetrové lavicovité polohy. V spodnej časti je pieskovec jemnozrnný (peliticák) a miestami prechádza do laminovaných húzovnatých pelokarbonátov s hranolovitým rozpadom. Smer sklonu vrstiev je 120° na JV a uhol ich sklonu 30–40°. Pri erózii potoka sa na viacerých miestach obnažili vrstvy sivočierneho ľlova s fosiliami rýb. Vrstvy nie sú rovnako spevnené, sú rozpadavé, bridličnatá až doskovito odlučené. Tmavé sfarbenie bridlíc svedčí o redukčnom prostredí v čase sedimentácie (Gregorová a Fulín, 2001).

*Serranus budensis* (Heckel, 1856) patrí do rodu *Serranus*, triedy *Serranidae* a radu *Perciformes*. Ide o rybu s oválnym telom, vyšším chrbotom, veľkými očami a so širokými, dopred preklopitelnými ústami. Na žiarobrom viečku má tri. Chrbitu tvorí 24 stavcov. Chrbitová plutva je dlhá, začína sa za hlavou, siaha až po chvost a tvorí ju 10 tvrdých a 10 mäkkých lúčov. Análna plutva má tri tvrdé lúče, 8 až 9 mäkkých lúčov, prsná jeden tvrdý a päť mäkkých lúčov. Zadný okraj chvostovej plutvy je zaoblený. V Európe je stratigraficky rozšírená od eocénu po miocén.

Štúdium fosilnej fauny druhu *Serranus budensis* (Heckel, 1856) z flyšovej lokality Bystré prinieslo veľmi cenné informácie o existencii vzťahov medzi centrálnym a vonkajším karpatským paleogénom. Z hodnotenia paleoekologických podmienok na základe výskytu druhu *Serranus budensis* vychodí, že oblasť dnešnej lokality Bystré mala povahu litorálneho (plytko-vodnejšieho) prostredia a bola počas oligocénnej sedimentácie flyšových hornín v blízkosti pevniny. Na základe rybnej fauny (podľa Jerzmanskej, 1975) možno sledované menilitové vrstvy zaradiť do zóny IMP 2.

## Groundwaters from NW part of Devínska Kobyla mountain

NATÁLIA KADLEČÍKOVÁ<sup>1</sup> and RENÉ PUTIŠKA<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Department of hydrogeology, Faculty of Natural sciences, Comenius University, Mlynská dolina-G, 842 15 Bratislava, SR; n\_kadlecekova@fns.uniba.sk

<sup>2</sup>Department of geophysics, Faculty of Natural sciences, Comenius University, Mlynská dolina-G, 842 15 Bratislava, SR; putiska@fns.uniba.sk

The hills to NW of Devínska Kobyla are built by Mesozoic carbonates (Middle Triassic limestones and dolomites). The infiltrated area is 4.78 km<sup>2</sup> and infiltration potential of the this limestone and dolomite is about 22.42 l.s<sup>-1</sup>. During a previous hydrogeological research there has not been documented any significant run-off in springs or at beds of surrounding brooks. We have specified two most probable groundwater's flow directions. Firstly

it is to the lowest part of the surface, which is the bed of river Morava. The another theory supposes transmission to 20 km far spring Jelšovec, noticed as Neogene spring (Malík, 1997).

In this work, we were trying to find relation between carbonate aquifers in the northwestern part of Devínska Kobyla and river Morava.

For detection of the concealed output to the left Morava's bed we used geo-physical and hydrogeological methods. The main purpose of vertical electric sounding VES and electromagnetic measurements EM was to observe the physical appearances of underground water movements in the 5 km long near-bank area of the Morava river between Devínska Nová Ves and Devín.

In the same profile, we provided in the river's water, by the left bank, temperatures and electrical conductance measurements with 1 m step.

This study succour theories, which case aside hydrogeological continuity between Devínska Kobyla aquifer and river Morava in this 5 km long profile.

*This study was financed by the Comenius University (grant No. 36/2000/UK).*

## The zonation of redox conditions in the groundwater aquifers in Poland

JOANNA KARLIKOWSKA

Faculty of Hydrogeology and Water Protection, Dep. of Geology, Geophysics and Environmental Protection University of Mining and Metallurgy, Al. Mickiewicza 30, 30-059 Cracow, PL

Variations in the natural chemistry of the groundwater take place due to redox changes as groundwater moves down the aquifer. Redox reactions proceed sequentially downward in natural environments. Oxygenated water at oxic zone are passing to the anoxic zone, abrupt changes of their composition (due to loss of the oxygen and reduction i. e. nitrates).

The delimitation redox boundary and redox zones allow to expect characteristic phases (dissolution and precipitation solid phases) and some speciation or the conversion elements (i. e., due to reduction) to the other form.

Brener (1981) distinguished first between *oxic* and *anoxic* environments, i. e. whether they contain measurable amounts of dissolved oxygen. Then *anoxic* environments are subdivided into *post-oxic*, dominated by reduction of nitrate, Mn-oxide and Fe-oxide, *sulphidic*, where sulphates reduction occurs, and finally *methanic* zone. A further subdivision of the *post-oxic* zone into a *nitric* zone and *ferrous* zone can be useful in groundwater environments. Not all zones need to be visible in a reduction sequence, it depends on the depth of the aquifer.

On the ground of the researches of the groundwater chemistry within the BASELINE project and the field measurements of some parameters of the water, performed in 2000–2001 for two groundwater basins in Poland, the author delimited redox zones. There had been selected two Tertiary basins with generally sandy aquifer – MGWB 332 and MGWB 451 (Major Groundwater Basin).

Down gradient sections show the changes of the groundwater chemistry along the flow lines, from the recharge areas to the discharge areas. In both of the groundwater basins the water moves into sandy layer which is covered by clays, apart from recharge areas.

The sequence of redox processes showed by Brener appears in the both Polish aquifers.

The *oxic* zones have small range. The behavior of the nitrogen species ( $\text{NO}_3^-$  and  $\text{NH}_4^+$ ) is connected with the oxygen presence. In the *oxic* zone the oxygenated form –  $\text{NO}_3^-$  appears, which is reduced after passing to the *post-oxic* zone –  $\text{NH}_4^+$ . This regularity appears in the both Polish aquifers.

At the MGWB 332 there is present generally the *post-oxic* zone, passing probably to the *sulphidic* zone at the end of flow line.

At the MGWB 451 the variations of Fe concentrations suggest that after *post-oxic* zone it is possible to distinguish *methanic* zone, but it is rather not possible to find  $\text{CH}_4$  in the depth 50–100 m under ground level. The measurements of the gas contents were not planned during researches in 2000–2001.

The existence of the *post-oxic* zone in both Polish basins determines dissolution and precipitation characteristics of solid phases. Among the characteristic phases – hematite goethite,  $\text{Fe(OH)}_3$  (anomorphic) and  $\text{MnO}_2$  – type minerals, the precipitation of the  $\text{Fe(OH)}_3$  (anomorphic) is most often in the described basins.

**Acknowledgement.** The work was supported by the University of Mining and Metallurgy in Cracow, Contract No: EVK1-CT-1999-00006 BASELINE

## Palynologické hodnotenie vrchnokriedových sekvencí okolia Dobšínskej ľadovej jaskyne

MAREK KOMAN

Prirodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, SR

Dobšínská ľadová jaskyňa leží 10 km na S od Dobšinej v Slovenskom raji, Spišsko-gemerskom kraji. Geologicky patrí medzi popríkrové formácie gosauského vývoja na stratenskom príkrove v gemerskej oblasti Spišsko-gemerský kras tvoria vápencové telesá vrchnokriedového veku. Študovaný profil sa nachádza na S od Ostrej skaly. Z neho sa odobrali vzorky vápenca a spracúvali sa štandardnými laboratórnymi metódami používanými v palynológií zameranými na prítomnosť palynomorf

Najbohatšie zastúpené boli angiospermné plevové zrná zo skupiny *Normalpolles*, ktorých výskyt sa viaže na vrchnú kriedu. Biostratigraficky sa identifikovali dve spoločenstvá. Spoločenstvo santónskeho veku reprezentujú taxóny *Oculopollis orbicularis*, *Papilopollis* sp. a *Complexipollis* sp. a spoločenstvo kampánskeho veku zastupujú taxóny *Semiculopollis* sp., *Krutzschipollis crassus*, *Krutzschipollis* sp., *Longanulipollis* sp. a *Trudopolis* cf. *minimus*. Z ďalších palynomorf sa našli zástupcovia spór *Echitriporites trianguliformis*, *Echinatis* sp., spôriangia húb, nahosemenných rastlín *Monosulcates* sp., iných kytosemenných rastlín *Tricolpites* sp., akritárch *Mistridium* sp. a dinoflagelát. Podľa zástupcov skupiny *Normalpolles* možno skúmaný materiál zaradiť do kampánu.

Oblasť Dobšínskej ľadovej jaskyne paleofytogeograficky patrí do „európskej normapolisovej“ provincie a v čase vzniku študovaného materiálu jej klíma zodpovedala dnešnej klíme tropického pásma.

## Biostratigrafické hodnocení vybraných spodnokřídových lokalit západního úseku bradlového pásma (vnútřní Západní Karpaty, Slovensko) na základe aptychů

LUCIE KRATOCHVÍLOVÁ

Institut geologického inženýrství, VŠB – TU Ostrava, 17 listopadu 15, 708 33 Ostrava-Poruba, ČR

Problematice aptychů se věnuje řada přírodnovědců téměř dvě století. Termín aptychus má původ v řeckém jazyce. Vznikl kombinací slov *a* [bez] a *ptyche* [záhyb]. Aptychy jsou párové kalcitové útvary trojúhelníkovitého tvaru připomínající misky mlžů. Otázka jejich přesné funkce a pozice z fyziologického hlediska zůstává otevřená. Nejprve bylo o nich uvažováno jako o výčkách uzavírajících ústí schrány amonita a později jako o živýkacím aparátu. Jako jeden z posledních byl vysloven kompromisní názor, že mají obojí funkci. Předpokládá se, že misky byly ve schránce amonita umístěny v měkké tkáni. Po odumíření hlavnouče došlo k jejich uvolnění a bud' zůstaly v obývací komůrce, nebo z ní vypadly. Proto bývají nejčastěji nacházeny samostatně, v dispergované podobě v sedimentu. Aptychy jsou klasifikovány podle zásad umělé klasifikace do několika umělých rodů. Systematické řízení aptychů je založeno na morfologii misek. Kalcitové misky aptychů se zachovávají také v hluboko-vodních uloženinách, tedy v mísotech, kde bývají aragonitové schrány amonitů obvykle rozpuštěny. V těchto podmírkách se aptychy osvědčují jako vůdčí zkameněliny. Cílem mé studie je vyhodnocení stratigrafického využití vybraných spodnokřídových lokalit pieninského vápencového souvrství západní části bradlového pásma (vnútřní Západní Karpaty) na Slovensku na základě žebrovaných aptychů, naležejících do rodu *Lamellaptychus* Trauth.

## Akcesorické minerály generických granitov

MICHAL KUBIŠ, IGOR BROSKA a PAVEL UHER

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava, SR

Spišsko-gemerské granity (Uher a Broska, 1996) tvorí niekoľko malých intrúzií v okolí Hnilca, Beliara, Poproča, Zlatej Idky a Humela. Charakteri-

zujú sa ako špeciálne granity typu S a sú väčšinou obohatené o K, Rb, Sn, F, B, ako aj o P. Ich chemické zloženie potvrdzuje, že ide o peraluminózne granity ( $A/CNK = 1.2$ ) s výrazne negatívnou Eu anomáliou. Ich permorský resp. permisko-spodnotriasový vek indikuje Rb-Sr datovanie (Kováč et al., 1986), monazitové (Finger a Broska, 1999) a U-Pb datovanie jednotlivých zirkónových zrn –  $273 \pm 30$  miliónov a  $246 \pm 5$  miliónov rokov (Poller et al., 2002).

Potvrdilo sa, že zirkóny všetkých skúmaných lokalít majú podobné typologické parametre. Dominantný je typ S a L s fažiskom reprezentujúcim subtyp  $S_8$ , čo zdôvodňá poľu kôrových granitov bohatých na Al a granitov kôrového a plášťového pôvodu vapenato-alkalickej série. Tieto zirkóny vznikali ako skoromagmatické fázy hlubo v magmatickom kozube, odkiaľ ich neskôr vyniesli reziduálne taveniny. Zirkónový morfológický subtyp  $G_1$  a L predstavujú neskoromagmatické fázy. Pomer  $Zr/Hf$  zirkónov sa pohybuje okolo 31, a to je pomer typický pre magmatické zirkóny z anatektických hornín.

Minerály turmalínovej skupiny (skoryl až foitit) sa vyskytujú v podobe typických ryhovaných kryštálov, radiálolúčovitých a masívnych agregátov v granitech, granitových porfyrach, aplítických granitech, greizenoch, ale aj v okolitých horninách. Skoryl až foitit majú variabilný pomer  $Fe/Mg$  v menej vyvinutých granitech (Zlatá Idka, Humel, Betliar): atóm.  $Fe/(Mg + Mg) = 0.55-0.97$ , a to na rozdiel od vyvinutejších granitov (Dlhá dolina, Hnilec), kde sú viač obohatené o Fe a menej o Mg a  $Fe/(Fe + Mg) = 0.89-1.00$ . Turmalíny sú často zonálne. Jadro tvorí hnedý skoryl ( $\Delta = 0.19-0.29$ ) a okraj modrý skoryl chudobný na Na ( $\Delta = 0.27-0.47$ ), obohatený o Pb (132 až > 500 ppm) a o Sn (126 až 150 ppm), a to na rozdiel od hnedého skorylu, ktorý obsahuje iba 13 až 30 ppm Pb a 37 až 115 ppm Sn (Broska et al., 1998). V inom prípade modrý foitit s  $\Delta = 0.16-0.69$  tvorí nepravidelné zóny v hnedom skoryle s  $\Delta = 0.16-0.49$  (Broska et al., 1999, 2000).

Apatit v sledovaných granitech je dvojakého typu. Prvý – pravdepodobne primárny – je obohatený o Fe a Mn (3,04–4,16 hm. % MnO), sekundárny – lokalizovaný v živcoch – je o tieto prvky ochudobnený. Medzi ďalšie akcesorické prvky patrí monazit (24,0–30,08 hm. % Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) a xenotím (40,45–42,2 hm. % Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>).

Ferokolumbit až manganokolumbit sú v spišsko-gemerských granitech najrozšrejenejšimi Nb-Ta fázami. Tvoria anhedrálne až euhedrálne kryštály s typickou oscilačnou zonálnou velkou do 0,4 mm. Pre túto skupinu je charakteristický atóm. pomer  $Mn/(Mn + Fe) = 0.06-0.85$  a Ta/(Ta + Nb) = 0,04–0,42. W ixiolit obsahuje 19–23 hm. % WO<sub>3</sub> a tvorí nepravidelné zrná veľké do 0,3 mm. Fáza so stechiometriou podobnou qitianlingitu (?). (Fe, Mn)<sub>2</sub>(Nb, Ta)<sub>2</sub>WO<sub>10</sub>, obsahuje 32–39 hm. % WO<sub>3</sub>, Mn/(Mn + Fe) = 0,26–0,39 a Ta/(Ta + Nb) = 0,05–0,35, tvorí vo W kolumbite, ixiolite a Nb-Ta ferberite v Dlhej doline. Hnilec a v Poproči pravdepodobne exolučné lamely veľké maximálne 15 µm. Minerály volframitovej série – ferberit a vzácne hübnerit ( $Mn/(Mn + Fe) = 0,19-0,56$ ) – sa vyskytujú v podobe tabuľkovo-tých kryštálov a vejárovitých agregátov veľkých 0,1 až 2 mm. Nb a Ta rutil (ilmenorutil a strüverit) vytvára anhedrálne silno zonálne kryštály veľké 30–50 µm obsahujúce do 7 hm. % WO<sub>3</sub>, 30 hm. % Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> a 22 hm. % Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; Ta/(Ta + Nb) = 0,05–0,58. Kassiterit (0,1–2 hm. % Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> a 2,2 hm. % Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) patrí v greizenoch medzi hlavné rudné minerály. Mikrolit až uranomikrolit tvorí nerovnomerné subhdralné zrná (veľké do 0,2 mm) v albinitoch a greizenoch v Dlhnej doline. Mikrolit obsahuje 5–7 hm. % UO<sub>2</sub> a menej ako 1 hm. % TiO<sub>2</sub>, uranomikrolit 20–24 hm. % UO<sub>2</sub> a 5–9 hm. % TiO<sub>2</sub> (Malachovský et al., 1983; 1992 in Grecula, ed., 1995; Uher et al., 2001).

Medzi ďalšie typické minerály spišsko-gemerských granitov patrí granát, topas, fluorit, volframit, anatas, molybdenit, pyrit, arzenopyrit, titanit a uraninit.

## Radioaktívita spraší (Morava, Česká republika)

LENKA KVÍTKOVÁ

Katedra geologie a paleontologie Přírodovědecké fakulty MU v Brně, ČR

V rámci kompletného výzkumu spraší a spraším podobných sedimentov na území Moravy byla zpracovávaná studie o obsahu běžně měřitelných přirozeně radioaktivních prvků (Th, U, K, Cs). Obsah Th, U a K je závislý

na radioaktivitě zdrojových hornin a Cs-137 je umělý radionuklid. Cílem studie bylo posouzení redopozice radioaktivních prvků. Spraše obsahují převážně prachovou frakci, a právě ona je postupně uvolňována do atmosféry, a proto vyšší obsah radioaktivních prvků prachovitých sedimentů je možný dlouhodobým zdravotním rizikem.

Vzorky spraše byly odebrány z devíti lokalit, rovnomeně lokalizovaných na celé Moravě. Nejdôležitější a výchozí lokalita je 1. Velká Bíteš, ktorá leží na hranie třebíčského masív. Předpokládanou zdrojovou horninou jsou durbachity, potenciálne největší zdroj přirozené radioaktivity na Moravě. Další lokality, na kterých byly odebrány vzorky, jsou: 2. Horní Bludovice, 3. Kelčice, 4. Dolní Věstonice, 5. Hranice, 6. Rájec-Jestřebí, 7. Osoblaha, 8. Leština. Z každé lokality byl odebrán vzorek o hmotnosti cca 350 g z vrstvy stratigraficky zařazované do konce posledního glaciálu. Základní metodou měření obsahu radioaktivních prvků byla laboratorní spektrometrie gama. K měření byl použit scintilační spektrometr PCAP s detektorem NaI (Tl) 4x4 o rozlišení 7,9 %. Obsah Th a U je uváděn v ppm a obsah K v ‰.

Nejvyšší obsah všech naměřených prvků a předešlý Th je patrný na lokalitě Velká Bíteš, kde Th dosahuje 18 ppm, U 4,5 ppm a K 2 %. Na ostatních lokalitách výrazně klesá předešlý obsah Th. Zvýšený obsah radioaktivních prvků je patrný ještě na nejbližše položené lokalitě Rájec-Jestřebí. Směrem na V radioaktivita postupně klesá. Obsah Th klesá téměř na polovinu, a sice Th na 11,8–13,1 ppm, hodnoty ostatních prvků již výrazně nekolísají (U 3,1–4,1 ppm, K 1,56–1,84 %). Severně a severovýchodně situované lokality – Osoblaha, Leština a Hranice – mají nejmenší hodnoty radioaktivních prvků (Th 9,3–11 ppm, U 2,7–3,9 ppm, K 1,55–1,84 %). Naměřená aktivity radionuklidu Cs-137, který se do životního prostředí dostává působením člověka v posledních padesáti letech a předešlým po černobylské havárii, je od 0–2 Bq/kg. Chyba tohoto měření je však stanovena od 0–2, takže výsledky nejsou statisticky průkazné.

Z naměřených hodnot lze vyvodit předběžné závěry. Nejpravděpodobnějším zdrojem radioaktivity spraše v okolí Velké Bíteše jsou durbachity třebíčského masív, které mají nejvyšší obsah radioaktivních prvků. předešlý Th. Na S a SV se pozvolný ubýtek Th neprojevuje a radioaktivita spraše je nízká. Směrem na V a JV obsah radioaktivních látek klesá spolu s klesající unášející schopností větru. Zatímco obsah Th rapidně klesá téměř na polovinu, obsah ostatních radioaktivních prvků se snížuje průměrně o 10 %. Redopozice radioaktivních prvků není velmi výrazná. Nejvýraznější změny jsou naměřeny u obsahu Th. Je zřejmé, že zdrojový materiál, respektive frakce obsahující radioaktivní prvky nebyla transportována na příliš velkou vzdálenost.

## Beryls and topazes from Sherlovaya Gora, Transbaikalia, Russia – inclusions description and nature of colour explanation

MAREK ŁODZIŃSKI

University of Mining and Metallurgy, Faculty of Mineralogy, Petrography and Geochemistry, Al. Mickiewicza 30, 30-059 Cracow, PL. e-mail lodzik@geolog.agh.edu.pl

The area of Sherlovaya Gora (located 390 km south-east from Chita, in Transbaikalia, Russia) abounds in world famous deposits of precious stones and ores of Sn, W, Mo. They occur in Late Jurassic-Early Cretaceous granites and ongonites. The rocks are rich in F, REE and poor in mafic compounds. The granites contain bigger bodies, which are built of metasomatic rocks (greissens) and they are the most perspective for exploring for topazes and beryls. This occurrence has been known since 1723.

Explorations of beryls and topazes were carried out near the village Wierschina. According to observations of the author the most interesting gem quality beryls and topazes can be met in pits, dug out to find cassiterite. Here beryls and topazes are found in rock debris in a 20 cm-thick layer at the depth down to 1.5 m.

All of the pits were dug in porphyritic granites and microgranites. Granites are intersected by nests, lenses and veins, built of greissens. Cassiterite, topaz and beryl crystallized in veins and rock cavities from hot fluids rich in F and Sn. Topazes are found in small veins, the most frequently together with Fe, Mn, Co, Sn oxides, or crystallize in cavities of greissens. On the contrary, beryls build druses in cavities inside porphyritic granites, together with smoky quartz. Beryls also concentrate locally in sulphides nests.

Beryl has columnar or acicular habits. The columns are terminated by hexagonal bipyramid in combination with pinacoid. The columns are most frequently 2–5 cm long and 0.3–1 cm across. The most common variety of beryl are aquamarines. Their colour is a continuous palette of green to green-bluish to intensive aquamarine colours. Rather rare are yellow heliodors, and extremely rare light green emeralds.

Topazes form isometric crystals from some mm to 4 cm in diameter, while prisms are rare. The crystals have complicated crystallographic forms, belonging to orthorombic bipyramid class. Topazes are colourless, sometimes wine-yellowish, goldish.

Beryls and topazes from Sherlovaya Gora were studied using mineralogical methods: optical microscopy in transmitting and reflected light, XRD, EPR, and gemmological methods: immersion microscopy for colour stones, refractometry and UV analyses.

Microscopic investigations confirmed, that beryls and topazes from Sherlovaya Gora are of gem quality with characteristic for this deposit group of gas, solid and liquid inclusions. Topazes and beryls contain quartz and opaque inclusions. In beryls there are two-phase inclusions directed parallel to prismatic faces and growth zones. The core of the crystals is devoid of inclusions. Some beryls have a thin network of fractures along their margins. In the case of topazes, their cores are fractured, and the fractures are filled with Fe, Mn, Co-oxides and hydroxides (goethite, psylomelane, heterogenite), and also seldom cassiterite. The outer parts of the crystals are very clean, unfractured.

Beryls and topazes show violet fluorescence, both in short and long wave ultraviolet light. The refractive indices of the beryls are  $n = 1.571\text{--}1.573$  and of the topazes  $n = 1.625\text{--}1.627$

In the case of topaz, its EPR spectrum does not show any intensive signal from paramagnetic centres. The EPR spectrum of aquamarine shows an intensive signal, which can be connected with the presence of  $\text{Fe}^{3+}$  in the structure of beryl. Factor  $g$  is 2.0023 and has identical value as that of an unpaired electron, which suggests emplacement of  $\text{Fe}^{3+}$  ions mostly into the structural channels of the mineral.

Obtained results do not fully explain a nature of colour in beryls from Sherlovaya Gora. The colour of beryls depends on the oxidation state of chromofors ( $\text{Fe}^{3+}$  or  $\text{Fe}^{2+}$ ), their quantities and position in the structure. In the beryls from Sherlovaya Gora, the ions of  $\text{Fe}^{3+}$  substitute the ions of  $\text{Al}^{3+}$ . The green varieties of aquamarines have their iron more oxidized than the blue varieties. In the green aquamarines  $\text{Fe}^{3+}$  occupies the structural channels between silicate rings, while in the blue varieties it is present at the framework site (substitution for  $\text{Al}^{3+}$ ). Moreover, radiogenic effects and a complex temperature history of the deposit could have influenced the colour of the beryls.

*The study was financed from the University of Mining and Metallurgy grant No: 10.10.140.787*

## Vulnerability evaluation of Licinska pahorkatina upland

JANA MACHÁČKOVÁ

Department of hydrogeology, Faculty of Natural sciences Comenius University, Mlynská dolina, Pavilion G, 842 15 Bratislava, SR, e-mail: j\_machackova@hotmail.com

The area of Licinska pahorkatina is formed by Mesozoic rock of Silica nappe, Turnicum and Meliata Group, Neogene filling of Rimavská fold and Quaternary sediments. Qualitative characteristics of groundwater are influenced by geological structure and human activity. The main types of groundwater are petrogenous and fluviogenous genetic types, mainly  $\text{Ca}-(\text{Mg})-\text{HCO}_3$  type and sometimes  $\text{Ca}-\text{SO}_4-\text{HCO}_3$  type. They are characterized by relatively high ratio of pollution which main source is agriculture.

The maps of vulnerability are especially in area of karst, having fracture type of permeability, an important source of information, which can be used for demarcation of protective zones for water supply, also for environmental impact assessment, appraisal storage of waste and for prediction exploit of natural resources of groundwater. Concerning to the type of rock environment there is appropriate applied method REKS, which use four parameters. Parameter *epikarst* evaluates development of surface and hypodermic type of karst. Vulnerability of water resource also depends on presence or absence

of the cover layers. *Cover layer* includes soil and unsaturated zone, important is type and thickness. Parameter *infiltration* is rated by hydraulic properties or lithology. The fourth parameter – development of karst net – *karstification* depends on deformation of rocks, which are evaluated by analysis of recession curve of springs or hydrogeological well.

## Miocénne sedimenty krynickej jednotky magurského príkrovu na východnom Slovensku

MICHAL MAŤAŠOVSKÝ

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, SR

Študované územie leží v Laboreckej vrchovine na S od Humenného. Budujú ho mezozoické smolegovské a krupianske vápencové súvrstvia, pročeské vrstvy (Potfaj in Žec, ed., 1997, ich zaraduje do magurskej jednotky „s. l.“ pieninského bradlového pásma), paleogénne strihovské a belovežské vrstvy krynickej jednotky a zlinske vrstvy bystrickej jednotky magurského príkrovu. Na základe stratigrafie, litológie, štruktúrno-tektonickej pozície a asociácie tažkých minerálov sa v sledovanom území vyčlenila nová litostratigrafická jednotka – kochanovské vrstvy.

Kochanovské vrstvy sú na S nasunuté na krynickú jednotku, ale často synklinálno-antiklinálnej štruktúry ležia na bradlovom pásme. Maximálna hrúbka súvrstvia je 1000 m. Pre jeho bázu je charakteristický pieskovcovovo-zlepencový vývoj s prechodom do nadložia do strednorytmického až jemnoritmického pieskovcovovo-flcovového flyšu. Hrúbka flcovových vrstiev je od 1 do 70 cm. Zvrstvenie flcovových aj pieskovcových telies zodpovedá Ta. Tb. Tc a Td intervalom Boumu. V laminách sa bežne vyskytuje rastlinná sečka a šupiny slúdy. Pieskovcové vrstvy – na báze často drobnozlepencové – sú hrubé 3 až 260 m. V profilocho sa nepodarilo zachytiť nijakú zlepencovú vrstvu, ale v koryte bezmenného potoka na S od Kochanoviec vystupujú zlepencové vrstvy viac ráz. Zlepencové vrstvy sú typicky gradačne zvrstvené. Oblaiky sú veľké do 2 cm, ale našli sa aj väčšie – žilný kremec (5 cm), kremenc (20 cm) silné draselne alterovaný ryolit (25 cm) a vápenec (60 cm). Smer paleotransportu (opravený o hodnotu rotácie 10° CCW, zistený meraním remanentného paleomagnetizmu) signalizuje prínos materiálu od VJV. Podľa asociácie vápenatého nanoplanktonu je stratigrafický rozsah súvrstvia zóna NN 1 najvŕchnejšieho oligocénu (s možnosťou presahu do stredného oligocénu) až zóna NN 3 stredného miocénu (s možnosťou presahu do zóny NN 4).

## Mushrooms as indicators for geological mapping at Szentlélek, Bükk Mts.

NORBERT NÉMETH

University of Miskolc, Department of Geology and Mineral Deposits, 3515 Miskolc-Egyetemváros; e-mail: foldnn@gold.uni-miskolc.hu

It is possible to draw conclusions about the character of the soil and the fundamental rocks from observing plant species or associations if their distributions show a good correlation. The science dealing with this is called geobotany. The mapping of the natural distribution area of certain species, associations or, in the case of planted vegetation mapping of patterns of vividness can be equivalent to the mapping of exposures of geological bodies which otherwise could be carried out only by making artificial excavations.

The connection between the forest types or rather underwood types and the soil together with fundamental rocks was investigated at the 1:50 000 vegetation mapping made in the 1950s by Bálint Zólyomi and his co-workers (Zólyomi et al., 1955). More detailed observations were undertaken in the Southeastern Bükk and some other rock-association connections (mainly on dolomite and rough limestone) were discovered by Nándor Less (Less, 1991). Mushrooms have not been yet the subjects of vegetation mapping.

For several parts of the Bükk Mountains the frequent alternation of stratigraphic units containing carbonates and non-carbonate rocks together with changes in the plant associations are typical. The steeper limestone bodies form steep slopes and cliffs providing well exposed areas while the more

eroded strata between them form gentle slopes and local depressions covered by recent deluvium and have in most cases not even an artificial exposure.

Around Szentlélek the stratigraphy comprises an Upper Carboniferous to Lower Triassic succession of clastic and carbonate sediments which is folded, faulted, thrust by some tectonic events and generally dips steeply. The units occur in a complicated pattern or they can even be omitted from the succession. Fortunately, the appearance of certain mushrooms indicates the soil forming rock types. While St. George's mushroom (*Calocybe gambosa*) prefers rendzina soils formed on pure limestone, boletes indicate acidic clay soils of non-carbonate rocks: metavolcanics, volcanites, sandstone and shale.

Using knowledge of the habitat of aspen bolete (*Leccinum aurantiacum*) and king bolete (*Boletus edulis*) it was possible to explore the position of an exposure of the Szentlélek Formation comprising sandstone and shale which has not been mapped before. Samples from the clayey detritus below the humus taken with hand-driven auger drilling contain typical grains of the Garadnavölgy Evaporite Member while on the surface there are only some limestone grains of the Nagyvisnyó Limestone Formation mapped before. The exploration of the exposure both demonstrates and gives reasons for using the mushrooms – in particular the boletes – as indicators for geological mapping.

### Mineral waters in Luhačovice Spa, their genesis and possibilities of contamination

DANA NOVÁKOVÁ

Czech geological survey, Brno, ČR

The Luhačovice Spa represents an extensive source of carbon dioxide mineral waters in the Moravian region. They occur in the Rača nappe of the Magura Flysch Belt of the Western Carpathians built by typical flysch sequences with alternating sandstones, shales and siltstones.

The Luhačovice province of carbon dioxide mineral waters communicates with Nezdenice fault between Březová pod Lopeníkem and Biskupice. This fault line continues to Slovakia where it is associated with several springs of mineral and thermal waters.

The mineral water characteristics are as follows: cold, hypotonic, iodine-bromine, supersaturated with carbon dioxide. Historically, the Luhačovice mineral waters occurred at the surface either as natural springs or were caught by wells (Aloiska, Amandka, Antonínka, Čítarna, Jubilejná, Janovka, Ottovka, Vincentka and Ústřední) in the river plain of the Luhačovice Brook. The first boreholes – Elektra and Gejzír – were drilled in 1930–1932.

Because of the danger of the mineral water biological contamination the most of shallow wells have been renovated and some of them backfilled. The biggest problem was caused by old sewerage system, which was, on top, overloaded during summer seasons when the recreation places at Luhačovice dam above Luhačovice spa were overcrowded. In 1987, in consequence of an accident which damaged the lateral sewer, the Čítárna, Jubilejná and Ústřední wells were strongly bacterially contaminated.

At present, most of the total 15 sources of mineral waters are tapped by boreholes from deeper groundwater body since 1987. The depths of boreholes range from 30 to 50 m.

The deeper groundwater body (2nd aquifer) comprises all mineral and fresh groundwaters in the flysch rocks below Quaternary deposits. The top of the mineral water aquifer is sealed by a discontinuous layer of clay and claystones. Mineral water in boreholes has confined groundwater level with negative free water level elevation. When the hydrogeological structure is not overdrafted, the possibility of anthropogenic contamination of mineral water is minimal.

The genesis of the Luhačovice mineral water includes several metamorphic phases:

Marine fossil waters transformed to oil-field type waters migrated under favourable lithological and tectonic conditions from depth to the surface. Carbon dioxide of postjuvenile origin rised along the fissures and tectonic faults and interacted at various depths with synsedimentary oil-field waters. The oil-field water characteristics are in general as follows: high mineralization, Na-Cl chemical type, low content of  $\text{SO}_4^{2-}$  (only 0–100 mg.l<sup>-1</sup>), higher content of iodides and bromides, boron, aromatic and gaseous hydrocarbons.

Due to the contact of water with  $\text{CO}_2$  the carbonic acid rised and it changed the composition of water by dissolution of surrounding flysch rocks with 20–25 % carbonate cement. Carbonic acid caused hydrolysis of aluminosilicates (pelites of marine origin) and ionic exchange dissolution of  $\text{Na}^+$  and  $\text{K}^+$  ions. Amounts of Na-Cl and Ca-HCO<sub>3</sub> are almost equal and the content of Ca-HCO<sub>3</sub> reaches 10–15 mval %. It is, therefore, possible to classify from genetic point of view the Luhačovice mineral waters as petrogenic waters of mixed hydrosilicate – marine origin with a carbonic component. In the final stage, the mineral waters were diluted by fresh infiltrated water from alluvial sediments of the Luhačovice Brook.

The mineral waters which rise directly from depth to surface along fissures and faults or through boreholes are not mixed with near surface fresh water and their mineralization reaches 10–15 g.l<sup>-1</sup>. The mineral waters mixed with fresh water in shallow wells have the resulting mineralization of 2–8 g.l<sup>-1</sup>.

Based of the statistical evaluation of 1960–1996 chemical analyses the long-term trend in individual ion content, including  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  and  $\text{Na}^+/\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  ratios, shows that the content of the primary marine components (sodium, chlorides) along with the petrogenic components (potassium) decrease. These observations illustrate the groundwater dilution and deformation of the hydrogeological structure of mineral waters due to overdrafting. A mild concentration growth of ions of marine origin was only registered in the Gejzír and Ústřední springs. The  $\text{Na}^+$  and  $\text{Cl}^-$  content in the Vincentka spring has a stable value. The results provide a valuable basis for future mineral water management in the Luhačovice Spa and preservation of its natural and medical potential.

### Comparison of iron oxides from different hypergenic formations using the methods of selective chemical extraction

GRZEGORZ RZEPKA, TOMASZ BAJDA, IZABELA KRACZKOWSKA and BOŻENA GOŁĘBIOWSKA

Department of Mineralogy, Petrography and Geochemistry, University of Mining and Metallurgy, Mickiewicza 30, 30-059 Cracow, PL

Oxides, oxide-hydroxides, hydroxides and chemically related iron minerals (called further throughout iron oxides) are commonly met in most hypergenic environments. These minerals affect physico-chemical properties and often control colours of sediments, weathering covers, soils, etc. Identification and quantification of particular iron oxides may help, e. g., to determine the conditions, under which their parent rocks formed. To compare and characterize iron oxides from genetically, geographically and stratigraphically different formations, the authors used techniques of selective chemical extraction.

The rocks studied include: Tertiary lateritic covers from New Guinea, Pliocene serpentinite weathering covers from Szklary in Lower Silesia, Holocene bog ores from the Polish Lowlands, Quaternary Carpathian ochres from Czerwonki Hermanowskie, Quaternary products of the oxidation zone of the polymetallic, dispersed mineralization from the Rędziny dolostones in Lower Silesia, contemporary iron precipitates from the Kokino Nero springs in Greece.

The content of weakly crystalline iron oxides was estimated using the acid ammonium oxalate test. The method allows selective dissolution of the weakest ordered iron minerals of the ferrihydrite type, at the same time not affecting the structure of goethite, lepidocrocite, hematite and maghemite (Schwertmann, 1959). The content of the iron extracted in this way has been designated as FeOX. The total iron (FeDCB) contained in oxides and oxide-hydroxides (so-called free oxides) was determined using the dithionite citrate bicarbonate method – DCB (Mehra and Jackson, 1960).

The iron-containing samples are characterized by diversified mineral composition, reflected in their variable tendency of dissolving in acid ammonium oxalate. This reagent extracts iron in the amounts from fractions of percent (in the case of laterites and serpentinite weathering covers) to about 35 wt. % (the Greek precipitates and some bog iron ores), giving a wide range of the  $\text{Fe}_{\text{OX}}/\text{Fe}_{\text{DCB}}$  ratio, from 0.001 to 0.99 (Tab. 1). In the rocks where goethite and/or hematite (maghemite) dominate, such as laterites or some weathering covers, the content of  $\text{Fe}_{\text{OX}}$  is insignificant. It becomes higher in the Carpathian ochres and some bog iron ores, where crystalline oxides (goethite, lepidocrocite) are accompanied by ferrihydrite and amorphous phases. The contemporary iron precipitates and some other types of

Tab. 1  
Results of selective chemical extractions

	Fe <sub>OX</sub> [wt. %]	Fe <sub>DCB</sub> [wt. %]	Fe <sub>OX</sub> /Fe <sub>DCB</sub>
Laterites, New Guinea	0.04–0.16	25.15–29.30	0.001–0.1
Weathering covers, Szklary	0.48–0.49	10.55–14.3	0.03–0.04
Weathering covers, Rędziny	3.20–13.10	22.25–51.08	0.06–0.57
Ochres, the Carpathians	4.03–7.78	36.73–43.75	0.13–0.20
Bog iron ores, Polish Lowlands	5.88–37.01	9.54–48.30	0.15–0.99
Precipitates, Kokino Nero	30.90–35.56	39.10–42.16	0.75–0.97

bog ores are dominated by amorphous and weakly crystalline iron oxides, as it is proved by their very high Fe<sub>OX</sub>/Fe<sub>DCB</sub> ratio (almost up to 1.0). Noticeable is the change of colours of the samples treated with acid ammonium oxalate: in most cases it is the stronger the higher Fe<sub>OX</sub>/Fe<sub>DCB</sub> ratio is. For instance, a concentration of goethite, insoluble in the oxalate buffer, is visible in the X-ray pattern of the sample treated in this way and gives rise to the change of colour from red-brown to yellow-brown. Diversification of the mineral composition and resultant resistance for complexing and dissolving reflect the conditions of origin and the age of the rocks studied. Fast precipitation from a solution, particularly at the presence of micro-organisms, favours formation of ferrhydrite, while a young age, the presence of substances impeding recrystallization, and moderate, humid climate slow down the transformation of this mineral into more stable oxides (Cornell and Schwertmann, 1996).

Selective chemical extraction applied by the authors make possible not only quantitative comparison of iron-containing rocks of various genesis and age, but also recognition of such mineral phases that are unidentifiable during routine mineralogical investigations because of their weak crystallinity and/or low amounts. The methods have been successful, for example, in the case of fine-crystalline goethite present in traces in some bog ores, or of traces of clay minerals in ochre-like precipitates from Greece. When the content of ferrhydrite is higher, its identification is possible using differential X-ray diffractometry (Schulze, 1981).

The presence of higher amounts of Ca may result in formation of the secondary, poorly soluble calcium oxalates. Calcium also acts as a buffer for oxalates, a process unfavourable considering the kinetics of iron dissolution (van Oorschot and Dekkers, 2001). The latter effect was minimized by preliminary treatment of the samples with sodium acetate. Acid ammonium oxalate has also been found to easily dissolve weakly crystalline arsenates (e. g. yukonite) and amorphous phosphates (e. g. products of oxidation of vivianite) in addition to iron and manganese oxides.

**Acknowledgements.** This work was supported by the University of Mining and Metallurgy as the Scientific Project No. 10.10.140.408. Božena Gołębowska is a scholarship-holder of the Foundation of Polish Science.

### Aplikácia softvéru ArcView GIS pri hodnotení rizika vzniku a monitoringu svahových pohybov

PETER SEMRÁD

Katedra geológie a mineralógie Fakulty BERG TU v Košiciach, Park Komenského 15, 043 84 Košice, SR

V zemskej kôre, a najmä v jej najvrchnejšej časti je stála interakcia medzi základnými zložkami geologickej prostredia a jednotlivými geosystémami. Geodynamické procesy, ktoré tvoria súčasť spomenutej interakcie, pomerne často znížujú hodnotu potenciálnych oblastí určených na zástavbu alebo poškodzujú už hotové inžinierske diela.

Častým geodynamickým javom s negatívnymi dôsledkami sú svahové pohyby. Pre ich nežiaduce účinky je dôležité vopred zisťovať nebezpečenstvo ich vzniku v oblastiach, v ktorých sa projektuje výstavba, ako aj sledovať ich vývoj tam, kde už vznikli, aby sa mohli vykonať nevyhnutné opatrenia a minimalizovať škodu.

V príspievku obraciam pozornosť na pomerne nové technológie, akými sú počítačové programy typu GIS (geografické informačné systémy) podporujúce zložité priestorové analýzy, ktoré možno v sledované oblasti aplikovať.

Na základe vlastných skúseností prezentujem možnosti softvéru ArcView GIS firmy ESRI (Redlands, Kalifornia, USA) a jeho nadstavbového modulu ArcView 3D Analyst a ArcView Spatial Analyst.

Nadstavby na rozdiel od základnej verzie, ktorá využíva iba vektorovo orientované informačné vrstvy, pracujú aj s tzv. gridovými vrstvami (grid – rastrový ekvivalent vektorovej témy) a ArcView 3D Analyst navyše aj so špeciálnym typom informačnej vrstvy TIN (triangulated irregular network). Niektoré analytické funkcie obidvoch nadstavieb sa prekrývajú, ale každá má aj špecifickú. ArcView Spatial Analyst je orientovaný hlavne na modelovanie a identifikáciu priestorových vzťahov medzi dátami (najmä na interpolačné postupy a matematické modelovanie s viacerými gridovými tématami). ArcView 3D Analyst na priestorovú vizualizáciu, modelovanie terénov typu TIN a ich analýzu.

Kedže som mal podklady v analógovej, a teda v počítačovo nespracovannej podobe, musel som ich najprv digitalizať a priestorovo integrovať. Za výskumnú geografickú lokalitu som vybral oblasť na JV od Košíc definovanú obcou Vyšné Opátske. Krásna nad Hornádom a Zdoba. Nešlo o náhodný výber, pretože v tejto oblasti sú všetky geologické faktory vedúce k vzniku svahových pohybov a spôsobili už nemalé škody.

V prvej fáze som urobil model skúmanej oblasti a potom som naň vynonal viac priestorových analýz. Pri modelovaní terénu som aplikoval nadstavbový modul ArcView 3D Analyst a z neho som odvodil mapu sklonu terénu. Dokázalo sa, že sklon terénu sa významne zúčastňuje na vzniku svahových pohybov v oblasti, ale nie je jediným činiteľom. Ďalším je horninové prostredie a nerozumná činnosť ľudí, najmä zavádzanie rizíkových svahov porastu.

Na komplexnejšie zisťovanie rizika vzniku svahových pohybov možno aplikovať nadstavbový modul ArcView Spatial Analyst a jeho funkciu, ktorou je mapový filter (Map Query), ale treba mať k dispozícii gridové témy všetkých vstupných zosuvotvorných faktorov – sklonu terénu, pokrytie vegetáciou, geologických a hydrogeologických pomerov atď. Integráciu príslušných tém a zadaním kritérií rizika možno za pomocí mapového filtra ako výstup získať gridovú tému resp. mapu zobrazujúcu oblasti s najväčším rizikom možného vzniku svahových pohybov.

ArcView GIS a jeho nadstavbové moduly sú v celek praktickými analytickými prostriedkami aj na monitoring svahových pohybov. Priam ideálou na to je funkcia Cut Fill nadstavby ArcView 3D Analyst, ktorá vypočítava rozdiely medzi dvoma plochami terénu. Ako vstup sú potrebné dve témy TIN alebo dve gridové témy, alebo jedna téma TIN a jedna gridová téma. Definovať treba aj to, ktorá z dvoch tem reprezentuje pôvodný terén, teda terén pred zaznamenanou zmenou. Výstupom operácie Cut Fill je gridová téma, ktorá znázorňuje úseky terénu, na ktorých nastal úbytok hmoty (pokles výšky) a prírastok hmoty (rast výšky). Výsledkom nie je iba grafický výstup, ale aj dôležité atribútové údaje. Tabuľka príslušnej gridovej témy obsahuje aj relatívne presné číselné údaje o objemových zmenách – záporné hodnoty udávajú úbytok hmoty a kladné jej prírastok.

Predstavené softvérové produkty sa nesporne budú dať aplikovať aj pri plnení iných inžinierskogeologickej úloh, ktorími som sa v tomto príspivku nezaoberal, ako je napr. hodnotenie potenciálu erózie, modelovanie výšky hladiny podzemnej vody, smeru jej prúdenia atď. Nové technológie by sa mali využívať v praxi, čím by sa v mnohých prípadoch predložili zbytočným investíciám do neperspektívnych stavieb alebo do ich sanácie bezprostredne pred destrukčným procesom alebo aj po ňom. Správne rozhodnutia sa dajú robiť iba zo spoľahlivých podkladov. Možnosti na ich prípravu sú a treba ich využívať.

### Origin of the Woźniki Limestone based on fluid inclusions data (southern Poland) – preliminary results

MIREK SŁOWAKIEWICZ

In the Upper Silesia Zn-Pb ore district, southern Poland, a particular type of the Triassic travertines is deposited. The investigated rocks called the Woźniki Limestone are a very specific type of flat-lying, freshwater carbonates of unclear origin, forming isolated slices onto the Keuper sediments. The Woźniki Limestone is deposited close to the Kraków-Lubliniec Fracture Zone. Fluid inclusions were investigated in over 20 double-polished calcite thin sections of thickness about 0.2 mm, by means of two main methods: homogenization and freezing. The investigated inclusions were small

– from 1 to 20 µm in diameter. The population of inclusions includes one-phase and two-phase inclusions at room temperature. The one-phase liquid inclusions are dominant and represented mainly by secondary inclusions, which usually form clusters. Primary liquid-gas fluid inclusion studies in calcite from the travertines yielded homogenization temperatures (*Th*) from 60 to 140 °C. The two-phase inclusions show 1 atm pressure and indicate that calcite precipitated at temperatures between 60 °C and 80 °C. The travertine-forming fluids were aqueous solutions of Na-Ca-Cl type with lower Ca contents in the eastern part of the studied area. The salinity of fluids varies from 15 wt. % to 22 wt. % of NaCl equivalent i. e. they contain concentrated brines. The preliminary results are very similar to the fluid inclusions data in sphalerite from the Upper Silesia ore district. It is suggested that the Woźniki Limestone is of hydrothermal origin and it has a geochemical link to the primary sulphide ores.

*The project is sponsored by the Committee of Scientific Research, grant number: 18.18.140.846.*

## Mineral forms of inorganic substance in the brown coal of Belchatów

ELŻBIETA STACHURA

University of Mining and Metallurgy, Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, ul. Mickiewicza 30, 30-059 Cracow, PL

Brown coal is one of essential energy carriers in Poland. The technology of its processing generates reactions and phenomena deleterious for the natural environment, being also the nuisance for the population. A negative role in these processes is played by mineral substance, whose amount, chemical and phase compositions, and also physical properties lower the calorific value of coal and make its combustion difficult. In the processes of industrial coal burning, the mineral substance undergoes diversified chemical and phase transformations, controls in this way the character of power industry waste and is also responsible for emissions of gaseous pollutants into the atmosphere.

Mineral substance in brown coal have various forms. Its part of syngentic origin occurs as grains irregularly distributed throughout the coal, formed by transformations of organic components of plants (among others metabolic organic acids). Epigenetic accumulations are even more diversified, occurring not only as single, irregular and shapeless grains, but also polymineral aggregates – concretions, lenses, small layers. Some of them have the form of encrustations and covers, fill in cleavage fractures of coal or impregnate empty intracellular spaces of carbonized plant tissue.

Among the mineral components of coal, sulphide mineralization is of utmost importance considering its environmental role. The sulphur compounds are also widespread in the coal of Belchatów. Sulphur occurs there as iron disulphides (FeS<sub>2</sub>) – pyrite or trace marcasite. The pyrite is crystalline but only seldom is developed in regular monocrystals. Frequently it forms grainy accumulations or encrustations, fills in fractures, cracks and other hollows in coal. It also occurs as accumulations of bacterial origin, i. e. in the form of frambooidal concretions with characteristic oval outlines of their individual grains.

Another form of sulphur compounds is represented by sulphates, mainly gypsum. Its fine-grained crystals are tabular or fibrous. The gypsum is accompanied by melanterite, developed as characteristic, distinctly elongated prisms. Both minerals accumulate as coatings, encrustations and powdery aggregates in fracture zones or along bedding planes. Both gypsum and melanterite are secondary minerals, formed by oxidation of pyrite and marcasite.

The clay substance in the brown coal of Belchatów forms lenses, streaks and nests. It is represented mainly by kaolinite, sometimes with a characteristic flaky habit, and also by illite and montmorillonite. The latter two often co-occur as mixed-layer minerals.

Calcite and aragonite have been identified among carbonate minerals. Calcite usually occurs as individual grains, being sometimes fragments of larger coatings, or fills in intracellular spaces of coal macerals. Aragonite is present, among others, in carbonate shell remnants of molluscs.

Quartz in the Belchatów deposit occurs both as allogenic, well rounded grains, and as grains revealing traces of typical crystallographic habit of this mineral.

The analyses carried out and their results indicate the following:

– Generally uniform distribution of mineral substance characterizes the brown coal of the Belchatów deposit. There are no significant increases or decreases of the mineral substance across the seam or along its strike, as it can be inferred from the analyses of borehole profiles;

– The same generally uniform distribution of mineral substance has been found in particular lithotypes of the brown coal studied.

The sulphur compounds sometimes do not follow this general pattern of distribution. Approaching the near-bottom and near-roof parts of the seam as well as the barren intercalations the content of sulphur compounds significantly increases.

*The investigations were carried out within the Polish Committee for Scientific Research project No. 18.18.140.856.*

## The impermeability of bentonite-sand liners in practice

ATTILA SZABÓ

University of Miskolc, Department of Hydrogeology and Engineering Geology, Hungary

In my lecture I will present the test-series of liners built from bentonite-sand mixtures. We performed our experiments in Pécs (Hungary) on the liner of the uranium tailing pond. During the measurements we investigated, that the liners built from bentonite-sand mixtures meet the requirements of mineral liners.

If this lining system met the standards, we had to develop a suitable technical directive to build a lining system in an industrial dimensions.

The investigation

### I. Laboratory tests

- 1.1. searching for bentonite occurrences in Hungary
- 1.2. chemical, mineralogical analysis

1.3. choosing the most suitable bentonite-sand mixture for the further experiments

### II. In situ measurements

- 2.1. determining the mixing rate of the bentonite-sand mixture
- 2.2. developing the production technology of the mixture
- 2.3. controlling the quality of the liner during the construction

The investigation area was divided into 10 parcels. On every parcel we tried different technologies to get the best development method.

We analyzed, which lining system (liners built from bentonite-sand mixture or clay liners) is more suitable in practice from technical and economical aspects.

## Geoštatistické modelovanie kvalitatívnych parametrov ložiska Jelšava a jeho implementácia do prostredia GIS

LADISLAV VIZI, PETER BLIŠŤAN a JULIÁN KONDELA

Katedra geológie a mineralógie FBERG TU v Košiciach, Park Komenského 15, 043 84 Košice, SR

Úlohou zberu a spracúvania náhodného výberu hodnôt vzoriek študovaných javov je charakteristika a interpretácia správania tohto výberu, ale v skutočnosti treba poznat celý študovaný jav čiže hodnoty, ktoré fyzicky nie sú na predikciu správania javu a jeho interpretáciu k dispozícii. Takýmto „premostením“ medzery medzi poznaným (informáciami, ktoré sú k dispozícii) a neznáym (poznatky, ktoré sa majú získať) sa pri štúdiu prírodných javov zaobrá geoštatistiká.

Príspevok je venovaný aplikácii geoštatistiky a implementácii jej výsledkov do prostredia GIS a vznikol na základe spracovania hodnôt chemizmu MgO nameraných pri vstupnom prieskume dobývacieho sektora C magnezitového ložiska Jelšava, a to jeho časti Miková.

Na podklade dodaných pasportov prieskumných vrtných vejárov z obzoru 350 m n. m. v sektore C sa vytvorila báza dát analyzovaného chemizmu

vrtných jadier a vypočítali sa pre ne súradnice v trojrozmernom priestore. Konečný dátový súbor obsahoval 2286 vzoriek s konečnými priestorovými súradnicami a s analyzovaným kvantitatívne vyjadreným chemickým obsahom MgO.

Dátový súbor obsahujúci priestorové súradnice pozícií vzoriek a analyzovaných hodnôt chemizmu Mg sa spracoval štatistickými a geoštatistickými metódami a jeho cieľom bolo vytvoriť numerický blokový model ľažobného sektora C nad úrovňou 350 m. n. m. pre potreby selektívnej tažby v projektovaných ľažobných lávkach vysokých 4,5 m.

Prvotná štatistická analýza sa sústredila na výpočet základných opisných štatistik (priemer, modus, medián, rozptyl, šíklosť, šíthlosť, koeficient variácie) a na určenie typu distribúcie hodnôt chemizmu MgO potrebných na správne rozhodovanie pri nasledujúcej geoštatistickej analýze.

Prvou úlohou geoštatistickej analýzy bola štruktúrna analýza a jej cieľom zostrojenie experimentálneho variogramu v rozličných smeroch študovaného priestoru na štúdium možnej anizotropie alebo potenciálnych trendov vo vývoji magnezitu v priestore. Táto variografia sa robila na základe štatistickej analýzy, pričom – vzhľadom na zmiešanú populáciu chemizmu MgO v študovanom sektore C – sa kládol dôraz na verifikáciu prístupov k výpočtu experimentálneho variogramu. Po jeho výpočte sa naň nastavili rozličné matematické modely, tie sa potom verifikovali procedúrou cross-validation, na jej základe sa vybral optimálny model a použil sa pri odhadе metódou korekcie. Odhadovali sa priemerné hodnoty chemizmu MgO pre selektívne ľažobné jednotky s horizontálnym rozmerom 17 x 17 m a s výškou dobývacej lávky 4,5 m, podľa ktorých bol sektor C rozblokovany. Táto vytvorený blokový model dobývacieho sektora C okrem priemernej hodnoty chemizmu MgO obsahuje aj príslušný rozptyl odhadu a, prirodene, aj priestorové súradnice každej ľažobnej jednotky.

Vytvorený blokový model sa potom implementoval do prostredia GIS, ktorého podkladom sú digitalizované banské mapy sektora C v reálnych súradničiach s dostupnými informáciami o banských dielach, prieskume a vzorkách. Takýto informačný systém slúži banskému podniku pri rozhodovaní v procese selektívnej tažby a na optimalizáciu postupu pri tažbe a miešaní vytáženého magnezitu podľa požiadaviek na ďalšiu úpravu taženej suroviny.

Tento príspevok vznikol za podporu agentúry VEGA (grant 1/9359/02).

### Komunikácia medzi povrchovými a podzemnými vodami Tisovského krasu

SILVIA WIESENGANGEROVÁ

Katedra hydrogeológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina 1, 842 15 Bratislava, SR; e-mail:wiesengangerova@fns.uniba.sk

Tisovským krasom, ktorý budujú prevažne karbonát silicika, preteká Rimava a Furmanec. Geofyzikálnymi metódami (termometriou a rezistivitou)

metriou) a hydrometriou, ktoré sa používajú v hydrogeologii, sme zisťovali skryté prestupy (anomalie) podzemnej vody do hydrogeologickej štruktúry Tisovského krasu. Termometriou sme sledovali zmenu teploty povrchových tokov indikujúcu komunikáciu medzi podzemnými a povrchovými vodami. Zároveň sme použili aj rezistivimetriu, ktorá vychádza z predpokladanej rozdielnej mineralizácie povrchových a podzemných vód. Miesta skrytého prestupu sa prejavujú lokálnou zmenu mernej elektrickej vodivosti. Najvýznamnejšie anomalie sa identifikovali na Furmanci – 27 skrytých prestupov, menej výrazné na Rimave – 24 prestupov. Dovedna sme premerali 8477 m vodných tokov s krokom merania 1 m.

V nadväznosti na uvedené výsledky sa v miestach indikovaných geofyzikálnymi metódami vykonali hydrometrické merania orientované na zistenie množstva prestupujúcej podzemnej vody, a to najmä v oblastiach predpokladaných vstupov podzemnej vody do povrchových tokov a v oblastiach prítokov do povrchových tokov. Na získanie reprezentatívnych výsledkov sme hydrometrické práce vykonali v rozličnom období a pri odlišnom priebehu tri razy. Zistili sme, že na Rimave prestupuje povrchová voda do hydrogeologickej štruktúry Tisovského krasu s celkovým úbytkom  $-16,75 \text{ l.s}^{-1}$  a že Furmanec je naopak dotovaný podzemnou vodou s celkovým prírastkom  $+26,67 \text{ l.s}^{-1}$ .

Práca sa vykonala s prispením grantu Univerzity Komenského 38/2001/UK.

### Zirkóny granitoidných hornín Malých Karpát – morfológia a chemizmus

LEONARD ZAHRADNÍK a IGOR BROSKA

Katedra mineralogie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina 1, 842 15 Bratislava, SR

Morfológia a chemickému zloženiu zirkónov v granitoidných horninách sa v posledných rokoch venuje veľká pozornosť u nás aj v zahraničí. Predmetom nášho štúdia boli zirkóny z granitoidných hornín Malých Karpát, kde blízko seba vystupujú dva masívy: bratislavský, s afinitou ku granitoidom typu S, a modranský, s granitoidmi typu I.

Výsledky morfologického aj chemického štúdia zirkónov zreteľne ukazujú rozdiely medzi masívmi. V granitoidoch bratislavského masívu prevládajú nízkoteplotné typy zirkónov, ktoré sú typické pre peraluminózne prostredie, v modranskom vyššeteplotné, poukazujúce na alkalickejšie prostredie ako v bratislavskom masíve. Morfológia i chemizmus zirkónov zároveň indikujú prítomnosť nezávislého subalkalického magmatického kozubu, ktorého produkтом sú žilné deriváty v oblasti Dolinovského vrchu.

Ciastkové výsledky nášho štúdia môžu byť spoľahlivým východiskom na detailnejší výskum zirkónov, ako aj ďalších akcesorických minerálov malokarpatských granitoidov.

## Vybrané termíny z oblasti geológie a životného prostredia

Termíny navrhnuté v tomto príspevku spracovala terminologická komisia pri Slovenskej asociácii inžinierskych geológov pod vedením R. Ondrášika v takomto zložení: L. Andor, A. V. Gajdoš, R. Holzer, M. Hrašna, A. Kluknová, P. Liščák, J. Malgot, I. Modlitba, L. Petro, M. Slivovský, I. Vojtaško a J. Vlčko.

V geologickej literatúre a v literatúre z oblasti životného prostredia sa v posledných rokoch začali využívať nové pojmy a im zodpovedajúce termíny. U nás išlo a ide najmä o ekvivalenty inyojazyčných – spravidla anglických – termínov, ktoré boli a doteraz sú kontroverzné, často bez definície, opisu alebo aj bez naznačenia ich obsahu.

Koncom roka 2000 bola pri Slovenskej asociácii inžinierskych geológov vytvorená terminologická komisia s úlohou doplniť, zhodnotiť, zjednotiť a definovať termíny z geológie a z oblasti životného prostredia nezaregistro-

vané v terminologických slovníkoch, ktoré v uplynulých rokoch vydal ŠGÚDŠ (resp. jeho predchodec).

Pri diskusii o nových pojmoch, ktorá trvala vyše roka, terminologická komisia vychádzala z ich originálnych definícií publikovaných v zahraničnej literatúre, ako aj z už definovaných pojmov v rozličných predpisoch a dokumentoch a sledovala cieľ podať ich jednoduché, ale presné definície a priradiť im slovenské termíny akceptovateľné v rozličných odboroch geológie.

Pri každom navrhnutom slovenskom termíne sa v tomto príspevku v závitke uvádzá aj ekvivalentný termín v angličtine. Predložené termíny treba chápať ako návrh odrážajúci úroveň poznatkov k januáru 2001.

Navrhnuté termíny pokladáme za výstížnejšie a vhodnejšie ako termíny publikované skôr, napr. v príspevku R. Ondrášika a A. V. Gajdoša **Geologickej riziká a ich hodnotenie v predprojektovej príprave** (Mineralia

Slovaca, 33, 2001, s. 361–368). Zároveň si uvedomujeme, že o ich vhodnosti v navrhnutej alebo upravenej forme napokon rozhodne prax.

**citlivosť (sensitivity)** – schopnosť systému reagovať na vonkajšie podnety  
**expozícia (exposure)** – miera vystavenia zložiek hazardu, potenciálnym stratám a poškodeniu

**faktory geologického rizika (risk factors)** – prírodné aj antropogénne charakteristiky prostredia, ktoré sú v priamom alebo nepriamom vzťahu k možným stratám a škodám pri geologickej hazarde; používa sa aj skrátená podoba **geohazard**

**geologicke bariéry (geobARRIERS)** – geologicke faktory ohrozujúce krajinné a životné prostredie (katastrofálne zosuvy, zemetrasenia, erupcie vulkánov, záplavy a iné geohazardy), obmedzujúce alebo až znemožňujúce istý spôsob využívania územia (nestabilné svahy, nevhodná základová pôda, skrasované horniny, poklesy podrážaného územia a pod.); používa sa aj skrátená podoba **geobariéry**

**geologicke faktory (geofactors)** – zložky alebo vlastnosti zložiek geologickeho prostredia a geologicke procesy podstatne ovplyvňujúce spôsob využívania geologickeho a krajinného prostredia; používa sa aj skrátená podoba **geofaktory**

**geologicke potenciály (geopotentials)** – geologicke faktory umožňujúce istý spôsob využívania geologickeho alebo krajinného prostredia (úrodná pôda, nerastné suroviny, vhodná základová pôda a pod.); používa sa aj skrátená podoba **geopotenciály**

**hazard (hazard)** – nebezpečenstvo výskytu potenciálne škodlivého javu istého rozsahu, intenzity, rýchlosťi a pravdepodobnosti v určitom priestore a čase

Hazard späť s geologickým prostredím (napr. potenciálne škodlivé zemetrasenie, zosuv a pod.) sa označuje termínom geologickej hazard (skrátené geohazard).

Podľa príčin vzniku sa rozlišuje **prírodný hazard (natural hazard)** a **antropogenný hazard (anthropogeneous hazard)** – označovaný aj ako **človekom spôsobený hazard (man-made hazard)** – a **technologický hazard (technological hazard)**.

**hodnotenie hazardu (hazard assessment)** – identifikácia a hodnotenie polohy, rozsahu, intenzity a pravdepodobnosti výskytu potenciálne škodlivého javu v istom priestore a období

**hodnotenie rizika (risk assessment)** – odhad pravdepodobnosti očakávaných strát a škôd pravdepodobného výskytu potenciálne škodlivého javu

**krízový manažment (disaster management)** – systém predbežných a nápravných opatrení súvisiacich s mimoriadnymi udalosťami, pri ktorých vznikajú straty a škody v rozsahu vyžadujúcim organizovanú pomoc

**Krízový manažment** sa sústredzuje najmä na pripravenosť, pohotovosť, záchranu, pomoc, nápravu a rekonštrukciu. Môže byť súčasťou všeobecného manažmentu.

**mimoriadna udalosť (extraordinary event)** – v zmysle zákona NR SR 42/1994 o civilnej ochrane obyvateľstva v znení neskorších predpisov je mimoriadnu udalosťou **živelná pohroma, havária alebo katastrofa**

**živelná pohroma (disaster)** – mimoriadna udalosť, pri ktorej sa ako dôsledok nepriaznivého pôsobenia prírodných sil nežiaducu uvoľňuje akumulovaná energia alebo hmota, môžu účinkovať nebezpečné látky alebo pôsobia ničivé faktory s negatívnym vplyvom na život, zdravie alebo majetok

**havária (accident)** – mimoriadna udalosť spôsobujúca odchýlku od ustáleného prevádzkového stavu vedúca k úniku nebezpečných látok alebo k pôsobeniu iných ničivých faktorov s negatívnym vplyvom na život, zdravie alebo majetok

**katastrofa (catastrophe)** – mimoriadna udalosť, pri ktorej ako dôsledok živelného pohromy a havárie rastú a kumulujú sa ničivé faktory

**nebezpečné látky (hazardous substances)** – prírodné alebo syntetické látky, ktoré chemickými, fyzikálnymi, toxikologickými alebo biologickými vlastnosťami resp. v kombinácii môžu ohrozit život, zdravie alebo majetok

**náchylnosť (susceptibility)** – schopnosť systému reagovať na vonkajšie pôsobenie zmenou stavu

**odolnosť (resistivity)** – schopnosť systému odolávať vonkajšiemu pôsobeniu bez zmeny stavu

**parameter faktora (factor index)** – vlastnosť, pomocou ktorej sa hodnotí faktor (napr. sklon svahu)

**riziko (risk)** – pravdepodobné straty a škody na ohrozených zložkách prostredia spôsobené výskytom pravdepodobného škodlivého javu

Riziko (R) istého hazardu danej intenzity (I) a typu ohrozeného prvku (E) možno vyjadriť ako súčin nebezpečenstva (H), zraniteľnosti (V) a hodnoty ohrozeného prvku (W)

$$R (I; E) = H (I) * V (I; E) * W (E)$$

Pri ohrození zložiek životného prostredia sa používa termín **environmentálne riziko (environmental risk)**. V americkej literatúre a v prekladoch do slovenčiny a češtiny sa **environmentálne riziko** často označuje termínom **zdravotné riziko (healthy risk)**.

**rizikový manažment (risk management)** – systém opatrení na predchádzanie možným škodám spôsobovaným výskytom potenciálne škodlivého javu (môže byť súčasťou všeobecného manažmentu)

V rámci rizikového manažmentu sa môže vykonávať aj **manažment hazardov (hazard management)**, ktorý je zameraný na predbežné a nápravné opatrenia sústredujúce sa na potenciálne škodlivé účinky všetkých ohrozujúcich udalostí, analýzu hazardov, hodnotenie rizík, ako aj na preventiu a zmierňovanie dôsledkov

**strata (loss)** – (priama alebo nepriama) strata na majetku, životoch alebo činnosti

**škoda (damage)** – poškodenie budov, zariadení, infraštruktúry a iných zložiek prostredia, ako aj narušenie činnosti

**zložka rizika (element at risk)** – zložka hodnoteného systému, v ktorom pri výskypu potenciálne škodlivého javu môžu nastáť straty a škoda

**zraniteľnosť (vulnerability)** – schopnosť systému a jeho zložiek (prvkov) reagovať na výskyt nebezpečného javu vo forme straty alebo poškodenia

Zraniteľnosť sa dá hodnotiť ako predokladaný stupeň poškodenia ohrozeného prvku pri výskypu istého škodlivého javu. Vyjadruje sa hodnotou od 0 (nijaká strata a škoda) po 1 (úplná strata a škoda).

Termíny súvisiace s odpadovým hospodárstvom a starými záťažami definiuje zákon NR SR 223/2001, súčasti aj iné zákony, ako aj pripravovaná STN Názvoslovie odpadového hospodárstva.

R. Ondrášik

## Druhé (obnovené) výročné zhromaždenie Česko-slovenskej spoločnosti pre elektrónovú mikroskopiu

Vranovská Ves (ČR) 8. – 9. februára 2002

Odborná verejnosť zaoberajúca sa elektrónovou mikroskopiou sa dve desiatky rokov schádzala na česko-slovenských konferenciach elektrónovej mikroskopie. Posledná – dvadsaťta prvá – bola roku 1991 v Nitre. Po nej sa začali nadávovať kontakty so spoločnosťami elektrónovej mikroskopie v susedných krajinách a výsledkom bolo založenie tradície medzinárodných či viacnárodných kongresov (Parma 1993, Taliansko; Stará Lesná 1995, Slovensko; Portonož 1997, Slovinsko; Veszprém 1999, Maďarsko; Lecce

2001, Taliansko). Najbližší a ďalší takýto kongres elektrónovej mikroskopie sa budú konať roku 2003 na dvoch miestach (Drážďany, Nemecko; Praha, Chorvátsko) a v odlišnom čase.

Mnohým členom Česko-slovenskej spoločnosti pre elektrónovú mikroskopiu (ďalej ČSSEM) sa zdalo, že inak veľmi hodnotné medzinárodné kongresy nemôžu naplno nahradíť pravidelné stretnutia ČSSEM a aj účasť jej členov na nich veľmi závisí od miesta konania (cestovné náklady)

i od výšky kongresových poplatkov, a tak sa výbor rozhodol obnoviť tradičiu výročných zhromaždení ČSSEM a organizovať ich ako dvadsaťtyri-hodinovú akciu typu výročného spolkového zhromaždenia každý rok na rozličných miestach v Čechách alebo na Slovensku.

V takomto duchu sa potom konalo aj 1. (obnovené) výročné zhromaždenie ČSSEM roku 1998 v areáli AV ČR a Juhočeskej univerzity v Českých Budějovicích. Ďalšie malo byť v areáli Lekárskej fakulty UK v Martine, ale organizárom sa ho nepodarilo pripraviť, čo mnohí členovia spoločnosti prijali s lútosou. Vysvetlenie, prečo sa tak stalo, ČSSEM prijala na druhom zhromaždení v hoteli Club vo Vranovskej Vsi za účasti 41 členov. V tejto súvislosti sa konštatovali „odlišné podmienky slovenských členov, ústup záujmov lekárskych odborov a posun mikroskopie do kvantitatívnej roviny.“

Program vranovskoveského valného zhromaždenia mal niekolko časťí. Dominovala odborná (prednášky a postery), ale jeho súčasťou bolo aj zasadnutie výboru.

Keďže metódy elektrónovej mikroskopie umožňujú rozsiahle a pestré obrazové výstupy, ktoré pri využití invenčie a kreatívnosti autora ponúkajú efektívne uplatňovanie posterovej prezentácie, tažiskom odbornej časti stretnutia boli práve príspevky prednesené pri panelovej diskusii. Ich texty, ako aj texty prednášok sa plánujú vydávať v osobitnom zborníku. Nateraz sú prístupné iba ich názvy a mená autorov na internetovej adrese <http://www.csemisibro.cz>, kde sa možno zároveň zoznámiť aj s celým harmonogramom akcie.

Na programe schôdzky výboru ČSSEM bola hlavná rezignácia predsedu (pre pracovnú výtaženosť), tajomníka aj hospodára, voľba nových funkcionárov a diskusia o cinnosti spoločnosti. Nastupujúci predseda podával

odstupujúcim členom výboru, a najmä predsedovi za vynikajúcu organizačnú aktivitu, bez ktorej by sa stretnutia spoločnosti vôbec nekonali. Vyzdvihla sa organizácia nielen európskeho kongresu EUREM 2000 v Brne, ale aj pravidelných medzinárodných konferencií, ako aj posledného výročného zhromaždenia ČSSEM vo Vranovskej Vsi. Pochvala sa týkala aj včasnych a podrobnych informácií o dianí v spoločnosti prostredníctvom jej bulletínu, ako aj internetu (na už uvedenej adrese). Prijala sa aj správa o finančných aktívach spoločnosti, ktoré – vďaka prezíverávemu postupu jej funkcionárov – predstavujú okolo 3,5 mil. Kč. Aj preto mohla spoločnosť každému členovi uhradiť náklady spojené s pobytom na zhromaždení. Zároveň sa rozhodlo, že na zvýšenie atraktívnosti a podporu vzdelávania alebo postgraduálnych kurzov z mikroskopie sa na každú akciu prispeje sumou 20 000 Kč. Prví sa podujali už v máji 2002 zorganizovať takého stretnutie resp. vzdelávací kurz pod názvom Získavanie a spracúvanie mikroskopického obrazu členovia z Ústavu experimentálnej medicíny AV ČR v Prahe pod patronátom novozvoleného predsedu Dr. Hozáka a z Parazitológickej ústavu AV ČR pod patronátom novej tajomníckej spoločnosti Ing. Nebesárovej.

V rámci diskusie o cinnosti spoločnosti, o zmene jej názvu a spoluúčasti na príprave konferencií v budúcich rokoch pokladám za vhodné informovať aj o istej zmene komunity, ktorú podporilo otváranie sa všetkým, a to aj „neelektrónovým“ záujemcom. A tak budúcnosť ČSSEM treba vidieť v adekvátnej spolupráci mikroskopikov nielen v inom národnom meradle, ale aj vo väčšej škále mikroskopických metód a techník (napr. v laserovej, fluorescenčnej mikroskopii atď.).

J. Stankovič

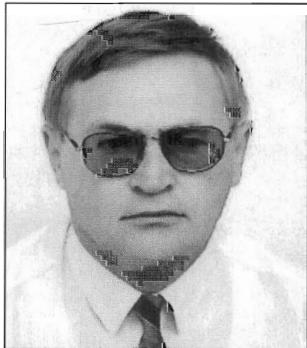
## Päťdesiatiny RNDr. Karola Vranu, CSc.

Vo februári tohto roku zavŕšil piate decénium plodného života významný slovenský geológ RNDr. K. Vrana, CSc.

Jubilant pochádza z Veľkého Košeckého Podhradia na strednom Považí, ale narodil sa v Trenčíne 7. februára 1952. Maturoval na Strednej všeobecnozákladnej škole v Ilave a odbor geológia – geochemia úspešne absolvoval na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave. Univerzitné štúdiá skončil roku 1975 a v roku 1977 vykonal základnú vojenskú službu. V rokoch 1976–1981 bol asistentom a vedeckým aspirantom na Katedre geochemie Prírodovedeckej fakulty UK a zúčastňoval sa na výskume geochemických faktorov významných pre rozvoj biosféry. V roku 1979 obhájil rigoróznú prácu zameranú na termodynamické aspekty zvetrávania granitoidov a v roku 1982 kandidátsku dizertáciu *Geochemické štúdium vôd v procese chemického zvetrávania kryštallických hornín Malých Karpát* (školiteľ Ing. S. Gazda, CSc., a doc. RNDr. J. Jarkovský, DrSc.). Svedomitým štúdiom a zodpovedným plnením náročných odborných a vedeckých úloh sa vypracoval na významného geochemika, environmentálneho geologa a v ostatnom desaťročí aj na úspešného manažéra.

V GÚDŠ v Bratislave pracoval krátko v roku 1975 a dlhšie obdobie od roku 1982. V rokoch 1983–1987 viedol oddelenie hydrogeológie a v rokoch 1987–1990 odbor životného prostredia. V roku 1994 ho na základe výsledkov konkurzu vymenovali za riaditeľa GÚDŠ. Vo funkcii pôsobil do októbra 1995 a v tomto období sa zúčastňoval na vypracúvaní konceptie Geologickej služby SR a inicioval aj založenie periodika *Slovak Geological Magazine*.

RNDr. K. Vrana, CSc., bol zodpovedným riešiteľom významných štátnych úloh geochemického, environmentálno-geologického a hydrogeochemického zamerania. Medzi jeho najvýznamnejšie výsledky patrí koordinácia prác pri príprave map chemizmu podzemných vôd v mierke 1 : 200 000 z územia Slovenska do tlače (1983–1987), komplexné spracovanie hydrogeochemických pomerov a základných hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000 z regiónov (v rokoch 1981–1990): kryštalinikum Malých Karpát,



neovulkanity Poľany a Javoria, Vtáčnik, hydrogeologické štruktúry južných svahov Nízkych Tatier, mladšie paleozoikum severovýchodných svahov Nízkych Tatier, Čachtické Karpaty, Brezovské Karpaty, Myjavská pahorkatina, Volovské vrchy v povodí Hnilca a v spolupráci aj hydrogeochemická časť podkladov na tvorbu základných hydrogeologických máp v mierke 1 : 50 000 z regiónu Tatry a Nízke Tatry. V roku 1984 v rámci výskumnej úlohy GÚDŠ spracoval hydrogeochemické pomery Slovenska po geologických celkoch. Bol zodpovedným riešiteľom aj tematického hydrogeochemického výskumu orientovaného na ochranu krasovopuklinových vôd, geochemickú bilanciu v modelových povodiach, regionálny výskum kvality zrážkovej vody, ako aj štúdia termodynamických vlastností systému hornina – pôda – voda.

V roku 1987 v GÚDŠ s kolektívom spoluautorov prípravil koncepciu rozvoja výskumu geologických faktorov životného prostredia a zároveň bol poverený viesť odbor geológie životného prostredia tohto ústavu. Koncepcia orientovala rozvoj geologických disciplín tak, aby sa bezprostredne a systematicky riešili aktuálne a naliehavé úlohy ochrany životného prostredia a racionálneho využívania prírodných zdrojov. Jubilant roku 1990 navrhoval a koordinoval (v rokoch 1991–1995) projekt *Výskum geologických faktorov životného prostredia* a v jeho rámci aj úlohu *Geologický atlas Slovenskej republiky*, ktorá vyústila do šestdielnej edície MŽP SR pod rovnakým názvom. V rokoch 1993–1997 bol manažérom projektu PHARE EC/WAT/20 *Zlepšenie monitoringu kvality vôd pre MŽP SR*, ako aj koordinátorom projektu PHARE CBC *Koncept manažmentu povrchových a podzemných vôd v hraníčnom regióne* (1999–2000).

RNDr. K. Vrana, CSc., spolupracoval pri tvorbe zákona Národnej rady SR 127/1994 o posudzovaní vplyvov na životné prostredie (tzv. EIA zákon) vrátane úvodnej EIA štúdie *Správa o hodnotení vplyvov vodného diela Žilina na životné prostredie* MŽP SR (1993) a pri tvorbe príručiek k tomuto zákonom.

Jubilant bol aktívny aj ako pedagóg na Prírodovedeckej fakulte UK. Na tamomjesej katedre geochemie prednášal vybrané kapitoly z hydrogeológie

a geochemiu krajiny. V rokoch 1983–1997 bol aj školiteľom diplomantov, vedeckých ašpirantov a postgraduálnych študentov geochemie a hydrogeochemie. V rovnakom období viedol i diplomantom zo STU v Bratislave.

V SGS bol K. Vrana tajomníkom odbornej skupiny geochemie a mineralógie (1979–1987), neskôr – v rokoch 1987–1990 – jej predsedom, v rokoch 1978–1992 členom výboru hydrogeochemického strediska pri Československej spoločnosti pre mineralógiu a geológiu a SGS. V rokoch 1988–1992 pracoval v poradných zboroch pre TANAP a Ústredie štátnej ochrany prírody.

Jubilant sa aktívne zúčastňoval na príprave štyroch celoštátnych geologickej a hydrogeologickej konferencií. Od roku 1993 do roku 1996 pracoval vo výbore Medzinárodnej únie geologickej vied (IUGS) pre životné prostredie a v súčasnosti je členom Medzinárodnej asociácie hydrogeologov (IAH) a členom výboru Slovenskej asociácie hydrogeologov. Bol viceprezidentom 29. kongresu IAH, ktorý sa konal v roku 1999 v Bratislave. V rokoch 1995–1996 bol spolupredsedom výboru pre financie a propagáciu Medzinárodného korelačného programu (IGCP) 360 *Globalne geochemické mapovanie*, ktorý sa v roku 1998 stal samostatnou pracovnou skupinou IUGS s cieľom koordinovať geochemické mapovanie kontinentov najmä na environmentálne ciele, ale aj na objavovanie ložísk nerastných surovín a porovnávací geologickej výskumu v celosvetovom meradle.

RNDr. K. Vrana, CSc., ďalej naplno využíva svoje dlhoročné odborné a organizačné schopnosti a skúsenosti. Od apríla 1996 je podnikateľom a majiteľom súkromnej firmy HYDEKO-KV v Bratislave, ktorá sa orientuje na geológiu, hydrogeológiu, geochemiu a geologicke faktory životného prostredia.

Pri 60. výročí založenia Štátneho geologickeho ústavu roku 2000 udelili jubilantovi medailu za rozvoj geológie a v tom istom roku aj Medailu Slovenskej asociácie hydrogeologov za podporu a rozvoj hydrogeológie.

K. Vrana bol aj členom kolektív autorov geologickej atlasov, ktorý roku 2000 získal cenu ministra životného prostredia SR za prinos v starostlivosti o životné prostredie Slovenskej republiky.

Výsledky práce jubilanta zhŕňa rad čiastkových a záverečných správ a širokej odbornej verejnosti ich jubilant ako autor alebo spoluautor sprístupnil publikovaním vo vedeckých periodikach a v zborníkoch.

Jubilujúcemu RNDr. Kamilovi Vranovi, CSc., pri abrahámovinách srdečne blahoželáme, prajeme mu ešte veľa plodnej práce, radosť z úspechov, pevné zdravie a mnoho šťastných rokov života.

Miroslav Slavkay

## Výber významnejších publikovaných prác K. Vranu

Vrana, K., 1980: To the question of origin and stability of secondary minerals in the weathering zone of Malé Karpaty Mts. granitoids. *Geol. zbor Geol. Carpath.*, 32, 3, pp. 353–364.

Vrana, K., 1984: Ochrana puklinových a puklinovokrasových vód v ČSSR. In: *Konferencie, Sympózia, Semináre. Puklinové a puklinovokrasové vody a problém ich ochrany*. Zbor. ref. z 3. celošt. hydrogeol. konf. Bratislava, GÚDŠ, s. 303–314.

Vrana, K., 1992: Výskum geologickej faktorov životného prostredia – perspektívny program slovenskej geológie. *Mineralia Slov.*, 24, č. 5–6, s. 441–451.

Dovina, V., Vrana, K. & Bodíš, D., 1983: Základné poznatky o banských vodach v kryštaliku Malých Karpát. *Hydrogeol.* roč. 1980–1981, Praha, ČGÚ.

Gazda, S., Bodíš, D. & Vrana, K., 1983: Interakcie zrážkových vód s pôdnym pokryvom. In: *Konferencie, Sympózia, Semináre. Hydrogeochemické problémne znečistovania prírodných vód*. Bratislava, GÚDŠ, s. 81–88.

Vrana, K., Rapant, S. & Dovina, V., 1984: K charakteristike vplyvu banských vod kryštaliku Nízkych Tatier na kvalitu prírodných vód. In: *Konferencie, Sympózia, Semináre. Puklinové puklinovokrasové vody a problém ich ochrany*. Zbor. ref. z 8. celošt. hydrogeol. konf. Bratislava, GÚDŠ, s. 369–378.

Hanzel, V., Kullman, E., Dovina, V., Škvarka, L. & Vrana, K., 1986: Prognózy obyčajných podzemných vód SSR. Regionálna geológia Západných Karpát. Správy o výskumoch. Bratislava, GÚDŠ, s. 177–188.

Vrana, K., Dovina, V., Bodíš, D. & Vyskočil, P., 1986: Hydrogeochemické pomery neovulkanítov Poľany a Javoria. Regionálna geológia Západných Karpát, 21. Správy o výskumoch. Bratislava, GÚDŠ, s. 233–243.

Krásný, J., Kullman, E. & Vrana, K., et al., 1987: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list 34 Znojmo. Praha, UÚG, 130 s.

Kullman, E. & Vrana, K., 1988: Vzťah kvantitatívnych a kvalitatívnych parametrov podzemných vód krasovopuklinových obehov. In: *Zbor prednášok 5. československo-poľské sympózium. Tatranské Šípka máj 1988*, s. 27–41.

Hanzel, V., Kullman, E. & Vrana, K., 1989: Contamination and Protection of Fissure-karst Waters in Slovakia (Czechoslovakia). *Západ. Karpaty*, sér. hydrogeol., inž. geol., 8, s. 127–144.

Vrana, K., Bodíš, D., Lopašovský, K. & Rapant, S., 1989: Regionálno-hydrogeochemické zhodnotenie kvality snehovej pokrývky na území Slovenska. *Západ. Karpaty*, sér. hydrogeol., inž. geol., 7, s. 87–128.

Malík, P., Hanzel, V. & Vrana, K., 1989: Hydrogeologická a hydrogeochemická charakteristika podzemných vód mladšieho paleozoika svahov Nízkych Tatier. *Region. geol. Západ. Karpati*, 22, s. 239–248.

Vrana, K. & Bodíš, D., 1989: Hydrogeochemický výskum a jeho aplikácia pri ochrane životného prostredia. In: *Geochémia geologickej procesov a životného prostredia*, 2. celoštátna geochemická konferencia. Konference, Sympózia, Semináre. Bratislava, GÚDŠ, s. 173–179.

Vrana, K., Bodíš, D. & Rapant, S., 1990: Súčasný stav a perspektívny hydrogeochemického výskumu Slovenska vo vzťahu k tvorbe a ochrane životného prostredia. In: *Zbor z 5. celoslovenskej geologickej konferencie Bratislava, SGÚ*, s. 131–133.

Škvarka, L., Vrana, K., et al., 1990: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Lučenec – Rimavská Seč. Bratislava, GÚDŠ.

Kullman, E. & Vrana, K., 1992: Dusičnan v krasovopuklinových podzemných vodach – ekologicke aspekty problematiky. In: *Využívanie podzemných vod vo vzťahu k ekológií (zborník prednášok zo sympózia)*. Rajec, Teplička nad Bečvou 1992, SAH, s. 159–170.

Malík, P., Kullman, E. & Vrana, K., 1992: Hydrogeológia karbonátov mezozoika Brezovských Karpát. *Západ. Karpaty*, sér. hydrogeol., inž. geol., 10, s. 53–97.

Kullman, E., Malík, P. & Vrana, K., 1993: Podzemné vody karbonátov mezozoika Čachtických Karpát. *Západ. Karpaty*, sér. hydrogeol., inž. geol., 11, s. 63–117.

Čechová, A. & Vrana, K., 1994: Hydrogeologicke pomery Myjavskej pahorkatiny. *Západ. Karpaty*, sér. hydrogeol., inž. geol., s. 143–176.

Plant, J. A., Klaver, G., Locutura, J., Solminen, R., Vrana, K. & Fordyce, F. M., 1996: Forum of European Geological Surveys FOREGS Geochemistry Task Group 1994–1996. Report A contribution to IUGS Continental Geochemical Baselines. BGS Technical Report WP/95/14. British Geological Survey, 52.

Fendek, M., Malík, P., Vrana, K. & Witkowski, A., 1996: Vulnerability map of karst-fissure Groundwater of Muránska planina plane. In: *Master plan for drinking groundwater protection in fissure and karst-fissure rock areas. Final report. Phare Project EU/90/WAT/11b. Ministry of environment, Slovak Republic*, Bratislava.

Hanzel, V. & Vrana, K., 1997: Krasovopuklinové vody Borinského krasu – ich chemické zloženie a ochrana. *Podzemná voda*, 3, 1997, č. 1, s. 24–37.

Franko, O., Kullman, E., Melioris, L. & Vrana, K., 1997: Hydrogeología regionu Horná Nitra. *Podzemná voda*, 3, 1997, č. 1, s. 56–79.

Rapant, S., Vrana, K. & Bodíš, D., 1997: Geochemical Atlas of Slovakia. Part Groundwater. *Slovak Geological Magazine*, 3, pp. 9–26.

Vrana, K., Rapant, S., Bodíš, D. & Marsina, K., 1997: Geochemical Atlas of the Slovak Republic at a scale of 1 : 1 000 000. *J. Geochemical Exploration*, 60, 1, pp. 7–37.

Fatulová, E., Vrana, K. & Holubec, M., 2001: Remediation of polluted soil and ground water. In: *Proceedings of International conference Water is life – take care of it on the occasion of the 50th Anniversary WRI establishment. September 17–19, 2001, Bratislava. Water Research Institute Bratislava*.

## Rady autorom

Každý autor sa usiluje, aby jeho článok bol nielen obsahovo, ale aj graficky na vysokej úrovni. Vaše ilustrácie budú kvalitné, ak presne dodržíte našie inštrukcie.

Už pri príprave obrázka treba zvážiť, či sa umiestni na jeden stĺpec alebo na dva stĺpce, resp. na celú tlačenú stranu. Vhodne upravený obrázk (veľkosť písma, hrúbka čiar) možno reprodukovať aj v pomere 1:1 alebo odporúčame urobiť kresby (perovky) väčšie, ako sa predpokladá ich veľkosť po vytlačení. Perovky majú byť zhotovené sýtym čiernym tušom. Pri obrázkoch urobených na počítači treba redakciu poslat originálne obrázky (nie xeroxové kopie) vytlačené na pauzovacom papieri - *tlač laserovou tlačiarňou v kamérnej podobe pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI)*. Pri zostavovaní obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw — TIFF). Neodporúčame používať veľmi tenké čiary (tzv. vlasovej hrúbky) ani na obrys. ani vo výplni.

Úmerne k predpokladanému zmenšeniu treba zvoliť hrúbku čiar, veľkosť písma, čísel, hustotu šrafovania a pod. Text možno napišať väčším aj menším písmom (nie verzálkami - veľkými písmenami), a to podľa toho, čo sa má zvýrazniť. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je pri veľkých písmenách a číslach 2 mm a pri malých písmenach 1,6 mm.

### Všeobecne

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcii pre autorov časopisu Mineralia Slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslániem recenzentovi.
2. Ak je možnosť, pošlite text článku na diskete 3,5", spracovaný v editore T602 (WinText602, Ami Pro, MS Word, WordPerfect; PC) alebo MS Word, QuarkXPress (Mac) v norme Kamenických alebo Latin2. S disketu zašlite aj jeden výtlačok textu na papieri.
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 zdlhavať.
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 redakciu zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko.

### Text

1. Úprava textu včítane zoznamu literatúry prispôsobte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitoú linkovou medzerou (riadkovačom 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 výjadrené 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. Zretelne treba odlišiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuľiek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 - hierarchicky najvyšší, 2 - nižší, 3 - najnižší nadpis.
8. V teste 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 tabuľiek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obfahu.
10. Grécke písmená použité v teste 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 vysízať kurzívou, autor v rukopise podčarkne vlnovkou.
13. K článku treba pripojiť klúčové slová.
14. Abstrakt, resumé, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuľiek predloží autor redakciu aj v angličtine.

### Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 340 x 210 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.  
V prípade ilustrácií vytvorených na počítači prosíme o ich zaslanie na diskete 3,5" vo formáte CorelDraw (PC). Adobe Illustrator (PC, Mac) alebo Aldus FreeHand (Mac).
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (zvyčajne o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formou, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby najmenšie písmená po zmenšení boli veľké aspoň 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar.
4. Obrázk popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografii musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázk, napr. fotografie, diagrame, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázk a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Taktiež zoskupené obrázkov sa citujú ako jeden obrázk. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čiernobiele, 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 teste.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakciu už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňať.
13. Farebné ilustrácie sú vitané, ale náklady na ich tlač hradí autor

### Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Ich rozsah a vnútornú úpravu treba voliť tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoradíte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v teste.
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 v abecednom poriadku uvádzajú iba literatúra citovaná v danom článku. Citácia označená „v tlači“ sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v prípade“, „zadané do tlače“ sú neplnohodnotné a nemajú sa používať ani v teste. Citácia „osobná informácia“ sa cituje iba v teste (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Používať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:  
**Kniha**  
Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155.  
**Casopis**  
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 gemenika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 - 215.  
**Manuskript**  
Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. & Smrká, T., 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemenika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves, 28.  
3. Pri článku viac ako dvoch autorov sa v teste cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.  
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názov, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v teste cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádzajú iba Kubka, J., 1975.