

1/33/2001
ISSN 0369-2086

Mineralia Slovaca





**Mineralia
Slovaca**

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

Vydáva Združenie Mineralia Slovaca
Published by Mineralia Slovaca Corporation

Vedúci redaktor – Chief editor

PAVOL GREČULA

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovakia

REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

Predseda – Chairman

Michal Kaličiak

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra

Vladimír Bezák, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Miroslav Bielik, Geofyzikálny ústav SAV, Bratislava
Jozef Franzen, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Peter Hanas, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Pavel Hvoždara, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Juraj Janočko, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Vlastimil Konečný, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Ivan Kraus, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Jozef Lanc, Geocomplex, a. s., Bratislava
František Marko, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava

Karol Marsina, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Jozef Michalík, Geologický ústav SAV, Bratislava
Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ladislav Novotný, Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves
Miroslav Perczelényi, SPP-OZ VVNP, š. p., Bratislava
Peter Reichwalder, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Igor Rojkovič, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Dionýz Vass, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Ivan Vrabel, Geospektrum, s. r. o., Bratislava
Ján Zuberec, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava

REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie – Managing editor

Alena Wolfová

Redaktor – Editorial assistant

Mária Dryjová

Technické spracovanie – Production editor

Alena Wolfová

Jazykový redaktor – Lingual editor

Pavol Kušnir, Zoltán Németh

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda – Chairman

Jozef Franzen

Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava

Členovia združenia – Members of the corporation

Geocomplex, a. s., Bratislava
MŽP SR, Bratislava
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
Esprit, s. r. o., Banská Štiavnica

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Sadzba v redakcii Mineralia Slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Grafika, s. r. o., Košice.
Predplatné v roku 2001: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 80,- Sk (+ 10 % DPH), organizácie 228,- Sk (+ 10 % DPH). Cena jednotlivého čísla je 38,- Sk (+ 10 % DPH), cena dvojčísła je 76,- Sk (+ 10 % DPH). Časopis možno objednať v redakcii
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice. Telefón: 095/6437 846.

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a. s., Bratislava. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia Slovaca.
Subscription for 2001 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia and SLOVART - G.T.G., Krupinská 4, P. O. Box 152, 852 99 Bratislava.
Advertising: Contact managing editor. Address of the Editorial office: Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia.
Phone: ++421/95/6437 846. © Geocomplex, a. s., Bratislava.

Elečko, M. & Vass, D.

Litostratigrafické jednotky usadenín sarmatského veku vo viedenskej panve

Sarmatian lithostratigraphic units of the Vienna Basin 1

Fordinál, K., Nagy, A. & Vass, D.

Problémy stratigrafie a litostratigrafie vrchného miocénu dunajskej panvy

Upper Miocene in the Danube basin: the stratigraphy and lithostratigraphy problems 7

Madarás, J. & Ivanička, J.

Tektonická pozícia mladopaleozoicko-mezozoických komplexov hornín na východných svahoch Kráľovej hole v Nízkych Tatrách

Tectonic position of the Upper Paleozoic-Mesozoic rock complex on the eastern slopes of the Kráľova hoľa parts of the Low Tatra Mts. (Western Carpathians) 15

Plašienka, D. & Soták, J.

Stratigrafické a tektonické postavenie karbónskych sedimentov v doline Furmanca (Muránska planina)

Stratigraphic and tectonic position of Carboniferous sediments in the Furmanec Valley (Murán Plateau, Central Western Carpathians) 29

Milička, J. & Vass, D.

Geochémia organickej hmoty šomodského súvrstvia – paleogeografické interpretácie (turnianska depresia, východné Slovensko)

Geochemistry of the organic matter in Somodi Fm. – paleogeographic interpretations (Turňa Depression, East Slovakia) 45

Šottník, P. & Šucha, V.

Možnosti úpravy kyslého banského výtoku ložiska Banská Štiavnica–Šobov

Remediation of acid mine drainage from Šobov mine–Banská Štiavnica 53

Ozdín, D. et al.

Hemimorfit $\text{Zn}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ z jaskyne Zlomísk v Nízkych Tatrách

Hemimorphite from the Zlomísk Cave, the Nízke Tatry Mts., Central Slovakia 61

ŠKOLA GENETICKEJ PETROGRAFIE/SCHOOL OF GENETIC PETROGRAPHY

Hovorka, D.

Doplňme učebnice mineralógie: Spôsoby vzniku diamantov v prírode

Let us complete textbooks of mineralogy: Ways of diamond origin in nature 65

OBÁLKA: Východná časť Nízkych Tatier – pohľad na masív Kráľovej hole (1948 m) z kóty Predná hoľa (1545 m). Prednohoľský masív tvoria vulkanickosedimentárne horniny mladopaleozoického veku (revúcka skupina), predtým komplex Prednej hole a mezozoické sedimenty federatskej jednotky obalového sledu kryštalinika južného veporika. Kráľovu hoľu tvoria intenzívne alpínsky deformované granitoidné a metamorfované horniny hercýnskeho veku. Foto J. Madarás, 1992. Detail: Zelené bridlice a chloriticko-sericitické fylity slatvinského súvrstvia (vrchný karbón) v okolí kóty Predná hoľa. Extenzné „enéchelonové“ tenzné štruktúry sinistrálneho strihu v semiduktilnej strižnej zóne. Foto J. Madarás, 1998.

COVER: Nízke Tatry Mts. – eastern part. View from Predná hoľa Mt. (1545 m) to Kráľova hoľa Mt. massive (1948 m). The Predná hoľa Mt. massive is built up with volcanoclastic and sedimentary rock sequence of the Upper Paleozoic age (Revúca Group) – former Predná hoľa Complex, and Mesozoic sedimentary rocks of the Federata Unit. These rocks form sedimentary cover of the South Veporic crystalline basement. The Kráľova hoľa Mt. massive includes Hercynian crystalline basement – predominantly granitoids and metamorphites, intensively deformed during Alpine orogeny. Photo J. Madarás, 1992. Detail: Chlorite-sericite phyllites with dark-green volcanoclastic beds (Slatviná Fm. – Upper Carboniferous) near Predná Hoľa Mt. Extensional en-echelon structures in semiductile sinistral shear zone. Photo J. Madarás, 1998.

Stankovič, J.

Niekoľko poznámok k článku M. Radvanec (2000) P-T dráha exhumácie ultravysokotlakovo metamorfovaného peridotitu neďaleko Jakloviec na severe gemerika a na lokalite Skalka pri Sedliciach na sever od pruhu Branisko – Čierna hora

Some remarks to article by M. Radvanec (2000) P-T path and exhumation of ultra-high pressure metamorphosed peridotite at Jaklovce on the north of Gemericum and on the locality Skalka at Sedlice northward of the zone Branisko – Čierna hora Mts. 69

Radvanec, M.

Odpoveď RNDr. J. Stankovičovi na jeho pokus o niekoľko poznámok k článku M. Radvanca (2000) P-T dráha exhumácie ultravysokotlakovo metamorfovaného peridotitu neďaleko Jakloviec na severe gemerika a na lokalite Skalka pri Sedliciach na sever od pruhu Branisko – Čierna hora

Answer to RNDr. J. Stankovič on his attempt at some remarks to article by M. Radvanec (2000) P-T path and exhumation of ultra-high pressure metamorphosed peridotite at Jaklovce on the north of Gemericum and on the locality Skalka at Sedlice northward of the zone Branisko – Čierna hora Mts. 71

Kováčik, M.

Reakcia na odpoveď M. Radvanca na diskusiu o jeho článku Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou (Mineralia Slov., 32, 2000, s. 1–16)

Reaction on answer of M. Radvanec on discussion about his article Metapelite, amphibole schists and origin of magnetite-graphite mineralization in Veporic Unit near Kokava nad Rimavicou 73

Radvanec, M.

Druhá odpoveď RNDr. M. Kováčikovi, CSc., na tému Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou

Second answer to RNDr. M. Kováčik, CSc. on topic Metapelite, amphibole schists and origin of magnetite-graphite mineralization in Veporic Unit near Kokava nad Rimavicou 76

Dyda, M.

Stanovisko k odpovedi Ing. Radvanca, CSc., na moju kritiku (Mineralia Slov., 32, 2000, s. 512–513) jeho článku Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou (Mineralia Slov., 32, 2000, s. 1–16)

Standpoint to answer by Ing. Radvanec, CSc. on my criticism (Mineralia Slov., 32, 2000, pp. 512–513) of his article Metapelite, amphibole schists and origin of magnetite-graphite mineralization in Veporic Unit near Kokava nad Rimavicou (Mineralia Slov., 32, 2000, pp. 1–16) 79

Litostratigrafické jednotky usadenín sarmatského veku vo viedenskej panve

MICHAL ELEČKO¹ a DIONÝZ VASS²

¹Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

²Katedra prírodného prostredia Lesníckej fakulty Technickej univerzity vo Zvolene, Masarykova 24, 960 33 Zvolen

(Doručené 31. 1. 2000, revidovaná verzia doručená 23. 3. 2000)

Sarmatian lithostratigraphic units of the Vienna Basin

In the paper two formations are described as newly defined, the earlier Holíč Formation and later Skalica Formation. The formations represent all the Sarmatian of the Vienna Basin. The Holíč Formation corresponds to the Early Sarmatian and represents the transgressive and culminating part of the global cycle of sea level oscillation TB 2.5. The Skalica Formation corresponds to the Middle (?), but mainly Upper Sarmatian and is formed by deltaic sediments prograding into the basin during regression of the global cycle TB 2.6.

Key words: Vienna Basin, Sarmatian, lithostratigraphy

Úvod

Viedenská panva je prvou neogénnou západokarpatskou panvou, v ktorej sa litostratigrafické jednotky definovali, a to jednotky celého spodného miocénu a bádenu (Buday, 1955, 1956; Špička a Zapletalová, 1964; Špička, 1966, a i.). Neskôr Bartek (1989) definoval litostratigrafické jednotky panónu E, pontu (resp. neskorého panónu F a G) a pliocénu. Bez formálnych litostratigrafických názvov zostali len sarmatské sedimenty, čo sa pri tvorbe geologickej mapy Chvojnickej pahorkatiny ukázalo ako disproporcia, a preto v úsilí vyhnúť sa hybridnému litostratigrafickému aj biostratigrafickému členeniu výplne viedenskej panvy Elečko a Vass (in Baňacký et al., 1996) navrhli litostratigrafickú klasifikáciu sarmatských sedimentov. Označili ich ako jedno holičské súvrstvie a v jeho rámci definovali dva členy – kopčianske vrstvy a radiomovský štrk. Obidva členy reprezentovali bazálnu časť súvrstvia, kým zvyšok súvrstvia osobitne nepomenovali. Práve to nás viedlo k návratu k problematike litostratigrafie sarmatu vo viedenskej panve. V tejto práci navrhujeme zúžiť rozsah holičského súvrstvia na spodnú, prevažne pelitickú časť sarmatu, a vrchnú, piesčitú časť navrhujeme vyčleniť ako samostatné skalické súvrstvie.

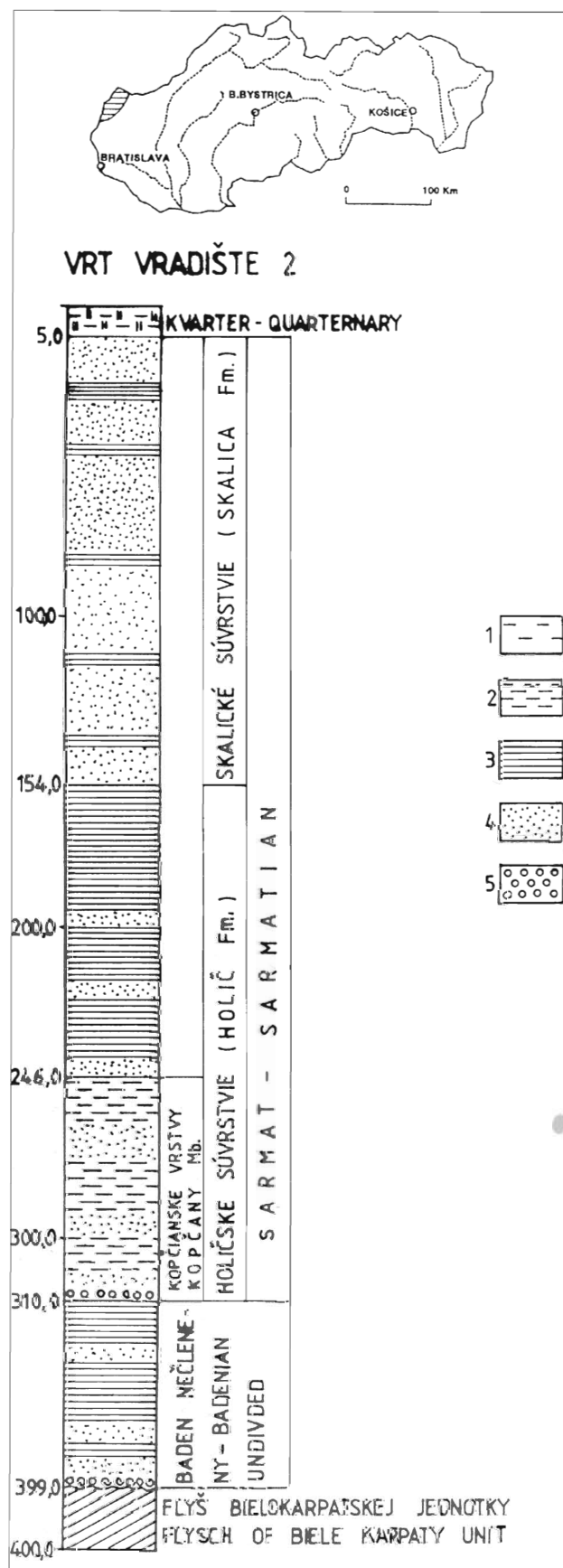
Charakteristika litostratigrafických jednotiek

Holíčske súvrstvie

Názov súvrstvia je odvodený od mesta Holíč. V južnom okolí mesta sú alebo boli prechodné odkryvy tohto

súvrstvia, a preto je južné okolie Holíča stratotypovou oblasťou tohto súvrstvia, hoci vhodný odkryv toho času nie je, a tak vzhľadom na zakrytosť terénu stratotypovým profilom môže byť iba vrt, ktorý prenikol celým profilom súvrstvia. Takým je vrt ropnej prospekcie Vrádište-2, ktorý súvrstvie prevrátil v hĺbke 154–310 m, čiže hrúbka súvrstvia je 156 m (obr. 1). Prevládajúcim litotypom súvrstvia je sivý vápnitý íl až ílovec a siltovec, ktoré sú piesčité, s vložkami piesku a s tenkými polohami kyslého tufu. Smerom k okrajom panvy piesku pribúda. Súvrstvie obsahuje spodnosarmatskú faunu, a to mákkyše: *Mohresternia inflata*, *M. angulata*, *M. pseudoangulata* a i. V spoločenstve ostrakód sa našiel *Cytheridea hungarica* a *Aurila mehesi*. Fauna umožňuje tieto sedimenty paralelizovať s biozónami spodného sarmatu, a to s ervíliovými vrstvami (Papp, 1954), resp. zónou s *Cytheridea hungarica* – *Aurila mehesi* (Zelenka, 1990; Fordinál in Baňacký et al., 1996).

V spodnej časti súvrstvia je popri sivom pelite aj pestrý íl, piesok až rozpadavý pieskovec a štrk. Piesok/pieskovec na povrchových odkryvoch je svetlosivý a bēžový. Pieskovec tvorí lavice hrubé až 30 cm. Piesok a pieskovec sú všeobecne horizontálne alebo šikmo zvrstvené a je v nich textúra po unikaní fluida. Tam, kde sa strieda piesok a íl, na bázach vrstiev piesku vidieť textúru vtlačania a malé erózne kanály. Vyskytuje sa i textúra typu „pull apart“ a iné synsedimentárne sklzové textúry. Polohy piesku bývajú dezintegrované. V týchto sedimentoch sa našla brakická mikrofauna s typickými druhmi spodnosarmatskej zóny veľkých elfidií (v zmysle Grilla, 1943): *Elphidium macellum*, *E. rugosum* a *E. glabrum* (Zlinská in Baňacký et al., 1996).

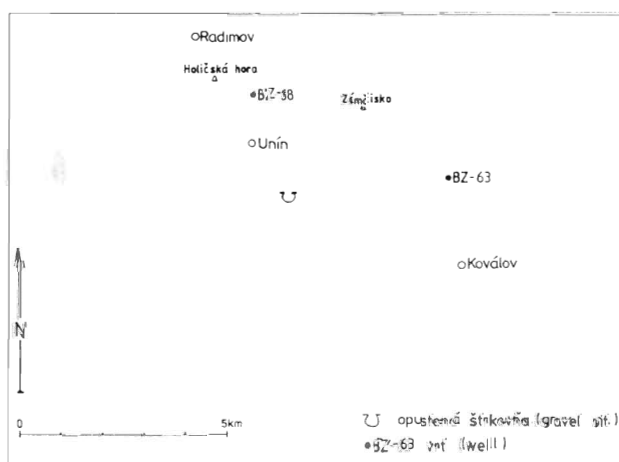


◀ Obr. 1. Schematický profil vrtu Vrádište-2, stratotyp holíčskeho súvrstvia a kopčianskych vrstiev a referenčný profil skalického súvrstvia. 1 – hĺna, zvetraniny, 2 – pestrý vápnitý íl, 3 – sivý vápnitý íl až silt, 4 – piesok/pieskovec, 5 – štrk/zlepenec.

Fig. 1. Schematic profile of the borehole Vrádište-2, the stratotype of Holíč Formation with Kopčany Member and reference profile of Skalica Formation. 1 – loam, 2 – variegated calcareous clay, 3 – grey calcareous clay and silt, 4 – sand/sandstone, 5 – gravel/conglomerate.

Hrúbka holíčskeho súvrstvia je okolo 200–400 m. Súvrstvie vzniklo v brakickom morskem prostredí. More transgredovalo ako výsledok globálnej transgresie svetových morí na začiatku cyklu TB 2.5 (obr. 4), t. j. okolo časovej numerickej hladiny 13,8–13,6 Ma. Holíčske súvrstvie reprezentuje hlavne transgresívne štádium a štádium kulminácie transgresie. Podloží súvrstvia sú staršie sedimenty stredného a raného miocénu. V okolí Holíča súvrstvie zakrývajú iba kvartérne sedimenty, smerom na S aj sedimenty skalického súvrstvia. Vzájomný vzťah oboch súvrstiev vyjadruje obr. 4. Oblasť rozšírenia holíčskeho súvrstvia je v Dolnomoravskom úvale a v Chvojnickej pahorkatine.

Bázálnym členom holíčskeho súvrstvia sú kopčianske vrstvy. Pod týmto názvom ich opísal Elečko a Vass (in Baňacký et al., 1996). Názov je odvodený od názvu Kopčany, obce ležiacej na JZ od Holíča. Vrstvy sa zisťujú v okolí Kopčian, Holíča, Vrádišťa, Kátova a Kútov. Stratotypom kopčianskych vrstiev je hĺbkový interval 246–310 m vo vrtu Vrádište-2, čiže hrúbka vrstiev je 64 m (obr. 1). Ide o pestrý – zelený, žltý, modrastý, sivý a škvrnitý piesčitý vápnitý íl s poklohami piesku a prachu. V spodnej časti je aj štrk alebo zlepenec. Ekvivalenty kopčianskych vrstiev v hradíštkej priekope majú aj tenké sloje lignitu. Obsahujú sladkovodné mäkkýše rodu *Planorbis*, ostrakóda *Candona*, *Candoniella* a *Carychium*.



Obr. 2. Situačná schéma stratotypovej lokality (opustená štrkoviňa) radimovského štrku pri Uníne a situácia mapovacej vrtov BZ blízkejších v podloží štrku, v ktorých sa našlo ranosarmatské spoločenstvo ostrakód a sporomorf.

Fig. 2. Scheme of the stratotype locality (abandoned gravel pit) of the Radimov gravel and the situation of the shallow boreholes with the Early Sarmatian assemblage of the Ostracods and Sporomorphs.

minimum a *Monacha punatigera* (Jiříček, 1988). Ich hrúbka je niekoľko desiatok metrov (Jiříček, l. c., v moravskej centrálnej priehlbine uvádza hrúbku až niekoľko 100 m). Kopčianske vrstvy vznikli najskôr v poriečnej nive a sú predtransgresívnym členom holíčskeho súvrstvia, t. j. vystupujúcim v jeho spodnej časti. Rozšírené sú v kútskej a kopčianskej prepadline ale aj v moravskej centrálnej hlbine v okolí Studienky a v hradištskej priekope (Jiříček, l. c.). Podľa ich superpozičného vzťahu k zvyšnej dominantnej časti holíčskeho súvrstvia predpokladáme, že sú spodnosarmatského veku.

Bazálne hrubé klastiká holíčskeho súvrstvia pre ich litologickú špecifickosť a samostatné vystupovanie, ako aj z nevyhnutnosti odlíšiť ich od iných hrubých klastík známych v stratotypovej oblasti holíčskeho súvrstvia opisujeme ako *radimovský štrk*.

Radimovský štrk prvýraz opísal Elečko a Vass (in Baňacký et al., 1996). Názov je odvodený od obce Radimov. Stratotypová lokalita leží na JV od Unína (obr. 2), kde je v opustenej štrkovni obnažený štrk až rozpadavý zlepenec. Obliakový materiál je dobre opracovaný a slabo triedený. Obliaky sú priemerne veľké od 5 do 10 cm, najväčšie majú priemer 15–20 cm a sú prevažne plochého, diskovitého tvaru. Tmeliacou hmotou rozpadavého zlepenca je jemnozrnný až strednozrnný piesok a tmel je dotykovej povahy. Významný podiel až prevahu medzi obliakmi má vápnitý pieskovec a piesčité karbonáty, ktoré pochádzajú zväčša z myjavského paleogénu. Podradnejšie sú zastúpené obliaky z flyšového pieskovca (proveniencia obliakového materiálu určená makroskopickou identifikáciou Dr. Potfaja). Petrografické zloženie obliakov je hlavným odlišovacím znakom od iného štrku, resp. zlepenca opísaných zo sz. časti viedenskej panvy, t. j. od čupského štrku (Buday, 1956) alebo od chropovského zlepenca (Buday, 1955), ktoré sú prevažne z obliakov flyšového pieskovca pochádzajúceho z bielokarpatskej jednotky magurského flyša.

Radimovský štrk neobsahuje faunu. V jeho podloží vo vrtoch sa našlo spoločenstvo peľu sarmatského veku (vrt BZ-68, obr. 2) a spodnosarmatských ostrakód, a to *Cytheridea hungarica*, *Cyamocytheridea leptostigma faveolata*, *Aurila mehesi*, *Aurila kollmanni*, *Callistocythere egregia*, *Loxoconcha* sp., *Xestoleberis pilosella* (Fordinál, l. c.). Toto spoločenstvo sa identifikovalo vo vrte BZ-63 (obr. 2). Fauna a peľ teda poukazujú na sarmatský, najskôr ranosarmatský vek.

Radimovský štrk vznikol na okraji mora transgredujúceho v ranom sarmate do viedenskej panvy. Nie je to sediment delty, ktorá neskôr ovplyvňovala sedimentáciu v sz. časti viedenskej panvy a vstupovala do panvy z vonkajšieho flyša od Uhorského Hradišťa a prinášala hlavne flyšový klastický materiál.

Radimovský štrk vystupuje v spodnej časti holíčskeho súvrstvia, ale nie bezprostredne na jeho báze. Potvrzuje to aj spomenutý vrt BZ-63 a 68. Štrk je rozšírený v priestore medzi Radimovom a Unínom, resp. na V od nich. Jeho prítomnosť zväčša prezrádajú štrkové rozsypy.

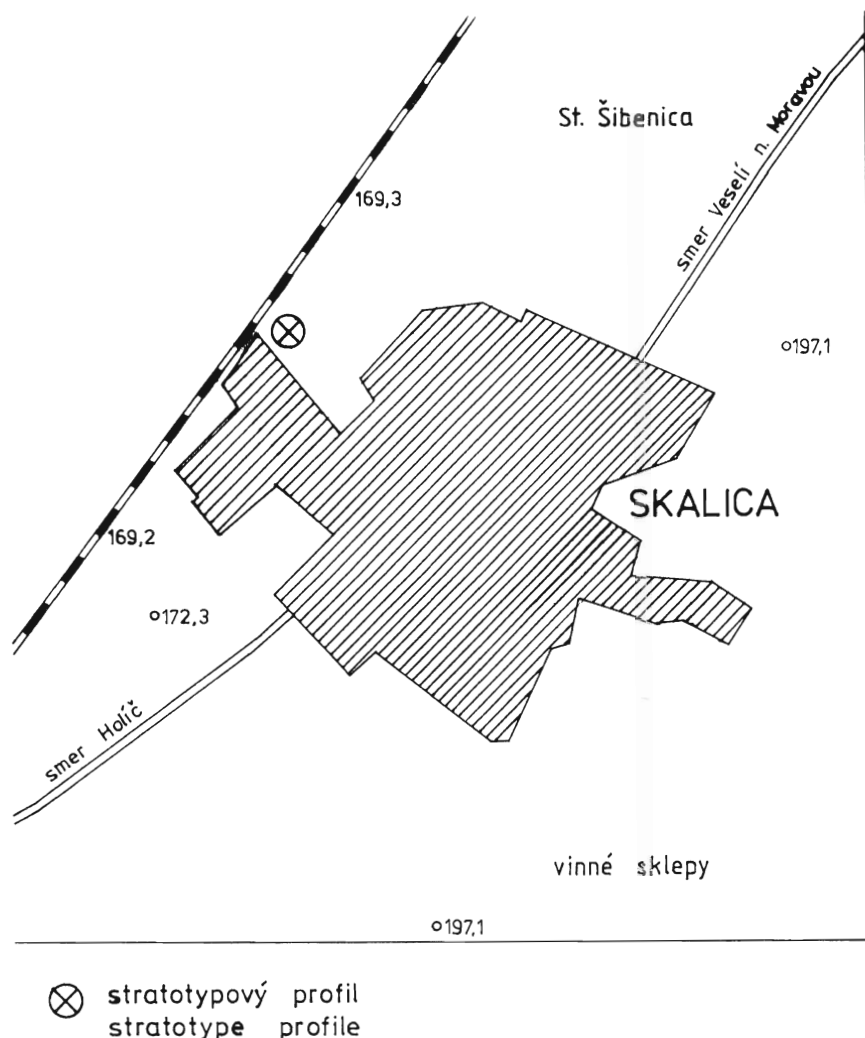
Pri prvom opise sa do radimovského štrku (Elečko a Vass in Baňacký et al., 1996) zaradil aj čupský štrk.

Autori opisu vychádzali z mylného predpokladu, že sa stratotyp čupského štrku nachádza v inej časti viedenskej panvy, kde je jeho predsarmatský vek spoľahlivo dokázaný. Neskôr autori tento predpoklad opravili a konštatovali, že Buday (1956) čupský štrk opísal v regióne, odkiaľ je opísaný aj radimovský štrk, a že lokalita Čupy, od ktorej Buday odvodil adjektívum v názve štrku, je časť chotára na S od obce Dubovce, ktorej miestna časť sa nazýva Vlčkovany (nie Vlčkovce, ako uvádza Špička v Stratigrafickom slovníku ZK I, na s. 258). Buday (l. c.) čupský štrk zaradil na bázu neskorého bádenu, čo pri vtedajšom dvojdielnom členení zodpovedalo dnešnému strednému bádenu. Špička (1960) neskôr s čupským štrkom porovnával podobný štrk navrátny v panve na báze raného bádenu, resp. čupský štrk s bazálnymi ranobádenskými kútskymi vrstvami (Špička, 1966).

Čupský štrk na stratotypovej lokalite a v jej okolí medzi Smrdákmi, Oreským a Rohovom na rozdiel od radimovského štrku, ako sa definuje v tomto príspevku, tvoria prevažne obliaky flyšového pieskovca z bielokarpatskej jednotky, ktoré sú sprevádzané obliakmi kremňa, tmavého rohovca, kremenca, vrchnokriedového zlepenca, brekciového zlepenca (brezovský vývoj) a granitu. Obliaky piesčitého vápenca a vápnitého pieskovca sa vyskytujú ojedinele. Pre petrografickú odlišnosť treba i naďalej Budayom definovaný čupský štrk pokladať za platnú litostratigrafickú jednotku v kategórii vrstvy, resp. člen. Či patrí do holíčskeho súvrstvia, alebo je členom niektorého z bádenských súvrství viedenskej panvy, je sporné.

Skalické súvrstvie

Názov je odvodený od názvu mesta Skalica, kde je aj čiastkový stratotyp súvrstvia – odkryv pri autobusovej stanici v Skalici (obr. 3). Referenčný profil je vo vrte Vrádšte-2 v hĺbke 10–154 m (obr. 1). Súvrstvie je prevažne z jemnozrnného až strednozrnnitého piesku a pieskovca sivej až sivožltej farby s horizontálnym, čerinovým a šikmým zvrstvením (veľkosť zväzkov je až 15 cm). Tvar zväzku signalizuje, že ide o piesčité vlny. Na báze vrstiev piesku je hojná makrofauna, ktorá miestami tvorí až lumachelové polohy. Makrofaunu spracoval Fordinál (in Fordinál a Zlinská, 1998) a podľa nej koreloval tieto sedimenty s biozónou maktrových vrstiev (Papp, l. c.). V spoločenstve je ešte hojne zastúpená *Ervilia dissita podolica*, ktorá prežíva zo stredného sarmatu. Foraminiferové spoločenstvo na stratotypovom profile reprezentujú plytkovodné, resp. brakické prostredie indukujúce druhy zóny *Porosonion granosum* sprevádzané sporadickým výskytom azda preplavených foriem morského planktónu a bentosu (Zlinská in Fordinál a Zlinská, 1998). Ostrakóda nájdené v tých istých vrstvách poukazujú na vrchnosarmatský vek (subzóna *Hemicytheria hungarica* – *Ishizakiella cejcensis*; Zelenka, 1990). Hrúbka súvrstvia je 200–300 m. Súvrstvie vzniklo v prostredí delty progradujúcej do brakického mora a zhruba zodpovedá cyklu globálneho kolísania hladiny morí TB 2.6 – 12.5–10.5 Ma (Haq et al., 1987). Litologicky a podľa ekologickej analýzy fauny nemožno tento globálny cyklus vo viedenskej



Obr. 3. Situačná schéma čiastkového stratotypu skalického súvrstvia v meste Skalica (autobusová stanica).

Fig. 3. Situation of the partial stratotype of Skalica Formation in the town of Skalica.

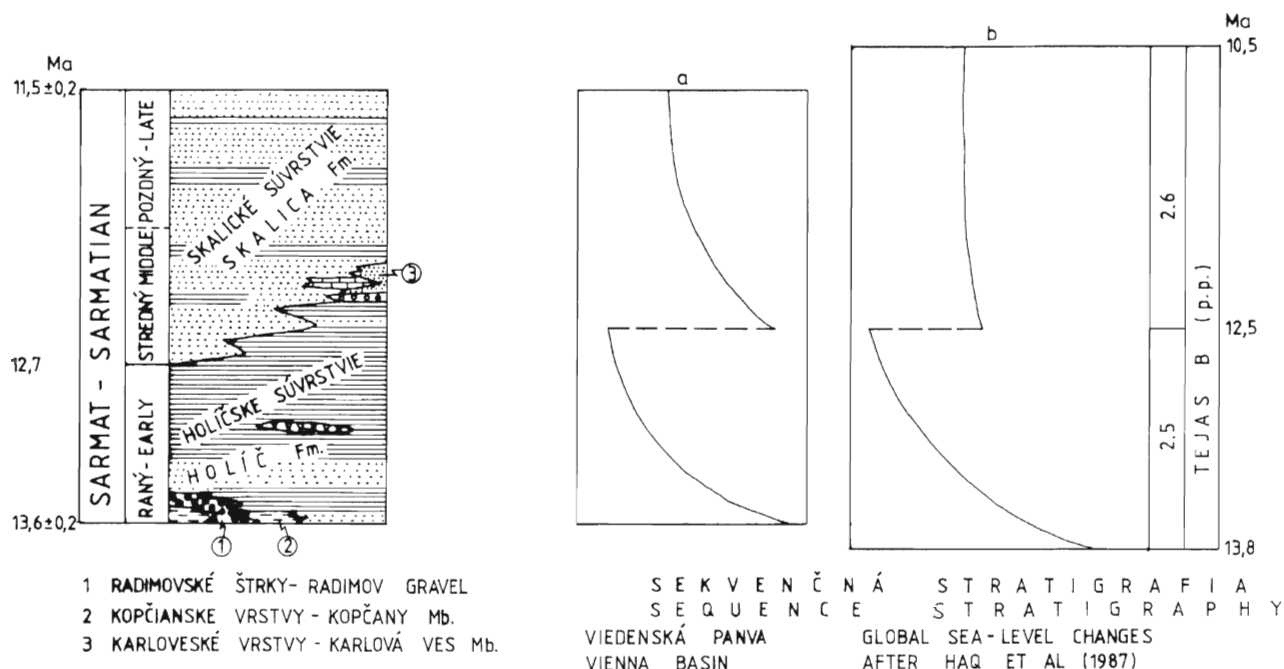
panve odlíšiť, hoci sa o to pokúšala Hudačková a Kováč (1993), Kováč a Hudačková (1997), a tak cyklus 2.5 a 2.6 splývajú do jedného lokálneho cyklu (Kováč et al., 1999; obr. 4). Podobná situácia s kolísaním hladiny sa konštatovala aj v podunajskej panve (Kováč et al., 1999). Podloží skalického súvrstvia je holíčske súvrstvie a zakrývajú ho alebo sedimenty kvartéru, alebo posarmatské sedimenty panónskeho veku. Rozšírenie sa zhruba kryje z rozšírením holíčskeho súvrstvia. Neskorosarmatský vek súvrstvia je dokázaný. Stredný sarmat, resp. ervíliové vrstvy či zóna s *Elphidium hauerinum* sa v stratotypovej oblasti holíčskeho a skalického súvrstvia spoľahlivo nedokázali. Predpokladáme, že ekvivalenty stredného sarmatu treba najskôr hľadať v spodnej časti skalického súvrstvia.

Okrajovým členom skalického súvrstvia sú *karlovoveské vrstvy* (Nagy et al., 1993). Litologický sled tohto člena sa začína brekciou, resp. zlepencom, ktorý vertikálne prechádza do piesku/vápnitého pieskovca so šikmým zvrstvením, s vložkami zlepenca a organodetritického, piesčitého lumachelového vápenca, oolitického a nubekuláriového vápenca (opísal ho Koutek, 1936) a s machovkovo-serpu-

lovými bočníkovými rifmi. Spodná, detritická časť karlovoveských vrstiev vznikla v riečnom a prolúviálnom prostredí, vyššia, s hyposalinnou faunou v litorálnej zóne brakického mora a na prílívových plošinách. Vrstvy sú hrubé 100–120 m a ležia transgresívne na predterciálnom podloží. Neskorosarmatský vek dokladá spoločenstvo mäkkýšov lumachel a foraminiferami (Nagy et al., l. c.).

Záver

Definíciou holíčskeho a skalického súvrstvia sa vyplnila nežiaduca medzera v litostrafickom členení neogénnej výplne viedenskej panvy. Holíčske súvrstvie vekovo zodpovedá ranému sarmatu, skalické neskorému a pravdepodobne aj strednému sarmatu. Holíčske súvrstvie je transgresívnou a kulminačnou časťou lokálneho cyklu kolísania hladiny mora, ktorá sa kryje s transgresiou globálneho cyklu T.B.2.5. Skalické súvrstvie predstavuje deltové sedimenty progradujúce do panvy, reprezentuje regresívnu časť lokálneho cyklu a časovo sa kryje s nízkym stavom, resp. regresiou globálneho cyklu TB 2.6.



Obr. 4. Schéma litostratigrafie sarmatu v slovenskej časti viedenskej panvy; schéma lokálneho a globálneho kolísania hladiny mora. 1 – rádiovský štrk, 2 – kopčianske vrstvy, 3 – karloveské vrstvy, A – viedenská panva. B – Haq et al. (1987).

Fig. 4. Scheme of the Sarmatian lithostratigraphy in the Vienna Basin (Slovakian part), the scheme of local (a) and global (b) sea level changes. 1 – Radimov gravel. 2 – Kopčany Mb., 3 – Karlová Ves Mb., A – Vienna Basin, B – Haq et al. (1987).

V spodnej časti holíčskeho súvrstvia vyčleňujeme rádiovský štrk a kopčianske vrstvy najskôr riečného pôvodu, ktoré podčiarkujú transgresívny charakter súvrstvia.

Podakovanie. Táto práca vznikla čiastočne s podporou grantu VEGA 1/5222/98 a projektu Tektogenéza sedimentárnych pohorí Západných Karpát.

Literatúra

- Bañacký, V., Elečko, M., Vass, D., Potfaj, M., Slavkay, M., Iglárová, L. & Čechová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny 1:50 000. Vyd. D. Stúra, Bratislava, 144.
- Bartek, V., 1989: Nové litostratigrafické členenie vrchného panónu a pontu v slovenskej časti viedenskej panvy. *Mineralia Slov.*, 21, 275–281.
- Buday, T., 1955: Současný stav stratigrafických výzkumů v spodním a středním miocénu Dolnomoravského úvalu. *Věst. Ústř. úst. geol.*, Praha, 30/4, 162–167.
- Buday, T., 1956: Správa o geologickém mapování v severovýchodní části Dolnomoravského úvalu. *Zpr. geol. Výsk. v roku 1955*, Praha, 5–7.
- Fordinál, K. & Zlinská, A., 1998: Fauna vrchnej časti holíčskeho súvrstvia (sarmat) v Skalici (viedenská panva). *Mineralia Slov.*, 30/2, 137–146.
- Grill, R., 1943: Über mikropaleontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. *Mitt. Reichsstelle Bodenforsch. (Wien)*, 33–34.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, P. R., 1987: Chronology and fluctuating sea levels since the Triassic science, v. 235, 1156–1167.
- Hudačková, N. & Kováč, M., 1993: Zmeny sedimentačného prostredia východnej časti viedenskej panvy vo vrchnom bádene a sarmate. *Mineralia Slov.*, 25, 202–210.
- Jiříček, R., 1988: Stratigrafie, paleogeografie a mocnost sedimentů v neogenu vídeňské pánve. *Zem. Plyn Nafta* 33/4, 583–622.
- Kováč, M., Halásová, E., Holcová, K., Hudačková, N. & Zlinská, A., 1999: Relationship between eustatic sea level fluctuation and sedimentary sequences of the Western Carpathian Neogene basins. *Geol. Carpath.*, 50, Spec. issue Geology 2000, Bratislava, 40–41.
- Kováč, M. & Hudačková, N., 1997: Changes of paleoenvironment as result of interaction of tectonic events with sea level changes in the northeastern margin of the Vienna Basin. *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1*, 5/6, Stuttgart, 457–469.
- Koutek, J., 1936: O nálezu nubeculariových vápenců v ČSR. *Brno, Příroda* 29.
- Nagy, A., Baráth, J. & Ondrejčíková, A., 1993: Karloveské vrstvy – marginálne sedimenty sarmatu východného okraja viedenskej panvy. *Geol. Práce, Spr.*, 97, 69–72.
- Papp, A., 1956: Fazies und Gliederung des sarmats im Wiener Beckens. *Mitt. Geol. Gesell.*, 47, 35–98.
- Špička, V., 1960: K otázce stratigrafické příslušnosti šterků a pestrých pelitů v širší oblasti Unického lesa. *Geol. Práce, Spr.*, 19, 131–140.
- Špička, V., 1966: Paleogeografie a tektogeneze vídeňské pánve a příspěvek k její naftově-geologické problematice. *Rozpr. Čs. akad. věd, ř. mat.-přir. věd*, Praha, 76, 12, 118.
- Špička, V. & Zapletalová, I., 1964: Nástin korelace karpatu v československé části vídeňské pánve. *Sbor. geol. Věd, Ř. G.*, Praha, 5, 127–156.
- Zelenka, J., 1990: A review of the Sarmatian Ostracoda of the Vienna Basin. In: *Ostracoda and Global Events. British Micropaleont. Soc. Publ. London, Chapman and Hall*, 263–270.

Sarmatian lithostratigraphic units of the Vienna Basin

Lower Miocene and Badenian lithostratigraphic units were defined by Buday (1955, 1956), Špička and Zapletalová (1964), Špička (1966) a. o. Lithostratigraphic units of the Pannonian E. Pontian (and/or Upper Pannonian F and G) and Pliocene were defined by Bartek (1989). A lithostratigraphic classification was proposed for Sarmatian sediments by Elečko and Vass (in Baňacký et al., 1996). They understood them as the Holič Formation and within its frame they defined as members the Kopčany Member and Member of the Radimov Gravels. Both members represented the basal part of the formation.

In this paper the authors proposed to reduce the range of the Holič Formation to the lower, predominantly pelitic part of the Sarmatian and to distinguish the upper sandy part as the particular Skalica Formation (Fig. 4).

Holič Formation

The name is derived from the town Holič, in its surroundings the transitional outcrops of this formation emerge. The actual stratotype profile of this formation is in the oil exploration well Vradište-2 (Fig. 3).

The predominating lithotype of the formation is grey calcareous clay, claystone and siltstone. It contains intercalations of sand and thin layers of acid tuff. To the top of the formations sands are more frequent. The formations contain a Lower Sarmatian fauna, molluscs: *Mohresternia inflata*, *M. angulata*, *M. pseudoangulata* a. o. In the association of ostracodes following species were found: *Citheridea hungarica* and *Aurica mehesi* with the Ervilia Member and/or zone with *Citheridea hungarica* – *Aurica mehesi*. Besides grey pelite in the lower part of the formation there is also variegated clay, sand to crumbly sandstone and gravel. At superficial outcrops sand/sandstone is of light grey to beige colour. The sandstone forms layers up to 30 cm thick. Sand and sandstone are generally horizontally or diagonally bedded. In these sediments a brackish microfauna with typical species of the Lower Sarmatian zone of larger elphidia in the sense of Grill (1943) was found: *Elphidium macellum*, *E. rugosum* and *E. glabrum* (Zlinská in Baňacký et al., 1996).

Thickness of the Holič Formation is about 200–400 m. The formation originated in brackish marine environment. The sea transgressed as a consequence of a global transgression of world seas at the beginning of cycle TB 2.5. (compare Haq et al., 1987). The Holič Formation mainly represents the transgressive stage and a transgression culmination stage. The formation is underlain by older sediments of the Middle and Early Miocene.

The basal member of the Holič Formation in the Kúty and Kopčany grabens is the Kopčany Member (Elečko, Vass in Baňacký et al., 1996). The name is derived from the village Kopčany to SW of Holič. The member was established by wells sunk in the neighbourhood of Vradište, Kopčany and Kúty and this is its stratotype area. The stratotype of the Kopčany Member in the well Vradište-2 (Fig. 3) is the depth interval of 246–310 m. It is formed by variegated and spotted pelitic sediments with lenticles of sand and silt. It contains freshwater molluscs of the genus *Planorbis*, *ostracodes Candona*, *Candoniella* and *Carychium minimus* and *Monacha punktigera* (Jiříček, 1988). Its thickness is several tens and in the Moravian Central Depression up to several hundreds m. The Kopčany Member originated first in the alluvial plain and represents a pre-transgressive member of the Holič Formation. We conclude its Lower Sarmatian age according to the superpositional relation to the remaining dominant part of the Holič Formation.

Radimov Gravel – coarse clastics of the Holič Formation were described by Elečko and Vass (l. c.). The name is derived from the village Radimov. The stratotype locality is situated east of Unín

(Fig. 2) where in an abandoned pit of gravel to crumbly conglomerate is exposed. The material of pebbles is well worked up and poorly sorted. The size of pebbles varies from 5 to 10 cm on an average. Largest pebbles have a diameter of 15–20 cm. They are prevailingly of flat discoidal shape. The cementing matter of crumbly conglomerate is fine to medium grained sand, the cement is of contact character. A significant share to prevalence among pebbles have calcareous sandstones and sandy carbonates, which mostly come from the Myjava type Paleogene. Pebbles of flysch sandstones are represented less frequently. This indication, i. e. petrographic composition of pebbles is the main distinctive characteristics from other gravels and/or conglomerates described in the north-western part of the Vienna Basin, i. e. from the Čup Gravel (Buday, 1956; Middle Badenian) or Chropov conglomerate (Buday, 1955; Eggenburgian). They are predominantly formed by pebbles of flysch sandstone coming from the Biele Karpaty unit of the Magura Flysch.

The gravel does not contain any fauna. It is however, lying on pelites of Early Sarmatian age which is proved by an association of pollen and ostracodes. The Radimov Gravel originated at the margin of the sea transgressing into the Vienna Basin during the Early Sarmatian.

Skalica Formation

The name is derived from the town Skalica. The stratotype of the formation is the outcrop near the bus station (Fig. 3). The reference profile is in borehole Vradište-2, depth 10–154 m (Fig. 1). The formation is prevailingly built up of fine to medium grained sands and sandstones of grey to greyish-yellow colour with horizontal, ripple-mark and diagonal bedding (size of bundles up to 15 cm). The shape of bundles indicates their sand waves character. At the bases of individual sand beds abundant macrofauna is present, forming sporadically even lumachelle layers.

The Upper Sarmatian (and/or also Middle Sarmatian) age of the formation is proved (Fordinál and Zlinská, 1998) by molluscs (biozone of the Mactra layers: *Ervilia dissita podolica*), foraminifers (species of the *Porosonion (granosum) hungarica* – *Ishizakiella cycensis* Zone). Thickness of the formation is 200–300 m. The formation originated in the environment of a delta prograding into a brackish sea. It corresponds to the cycle of global oscillation of sea level TB 2.6. (Haq et al., 1987). Its transgressive part is not distinctly developed in the Vienna Basin, similarly as the regressive part of the earlier cycle TB 2.5. is not developed. Both cycles are apparently amalgamated into one cycle. The Skalica Formation is underlain by the Holič Formation and it is covered either by the Quaternary sediments or post-Sarmatian sediments of Pannonian age. The extension roughly coincides with extension of the Holič Formation.

The basal and marginal member of the Skalica Formation is the Karlova Ves Member (Nagy et al., 1993). The lithological sequence of this member begins with breccia and/or conglomerate, which vertically passes into sand/calcareous sandstone with diagonal bedding, with intercalations of conglomerate and organo-detrital limestone, sandy lumachelle limestone, oolitic limestone, nubecularian limestone (described by Koutek 1936) and with bryozoan – serpulid loaf reefs. The lower, detrital part of the Karlova Ves Member formed in fluvial and proluvial environment, the higher part with hypersaline fauna in the littoral zone of brackish sea and on tidal flats. The member is 100–120 m thick and resting transgressively on the pre-Tertiary substratum. The Late Sarmatian age is proved by the association of mollusc, lumachells and foraminifers (Nagy et al., l. c.).

Problémy stratigrafie a litostratigrafie vrchného miocénu dunajskej panvy

KLEMENT FORDINÁL¹, ALEXANDER NAGY¹ a DIONÝZ VASS²

¹Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

²Lesnícka fakulta Technickej univerzity, Masarykova 24, 960 53 Zvolen

(Doručené 31. 1. 2000, revidovaná verzia doručená 10. 4. 2000)



Upper Miocene in the Danube basin: the stratigraphy and lithostratigraphy problems

It is difficult to assign the younger Upper Miocene sediments to central Paratethian stratigraphic stages because they developed in a fresh water environment and do not contain stratigraphically significant fauna. Further complications cause the diverse assignments of Pannonian zones, determined by Papp (1951), to either Upper Miocene, or Pliocene stages. Because of lack of fossils, the lithostratigraphic studies must rely on the lithology alone, thus, their facies can be determined, but their age cannot. To solve this problem we propose to define a lithostratigraphic unit that can be either biostratigraphically, or lithologically delineated and could then serve as a marker horizon. For this purpose the Upper Pannonian-Pontian Beladice Formation could be redefined to include only sediments situated above the Pannonian E zone (Ivánka Formation, Lower Pannonian) and below the lithologically well defined Pliocene Volkovce Formation of Dacian age. The Pannonian E zone is biostratigraphically well defined using mollusc (subglobosa beds), ostracodes and dinoflagellates. This should mean that the redefined Beladice Formation would include Pannonian and Pontian F through H zone sediments and the marginal development would be represented by only one member, the Hlavina Member of Upper Pannonian age.

Key words: Danube Basin, Upper Miocene, Beladice Formation, redefinition

Úvod

Mladšia časť vrchnomiocénnych sedimentov severnej časti dunajskej panvy (podunajská panva v zmysle Vassa et al., 1988) a podobne aj viedenskej panvy sa usadzovala v sladkovodnom prostredí. Ich začleňovanie do definovaných stupňov centrálnej Paratetýdy (hlavne do pontu) naráža na veľké ťažkosti. Uvedené sedimenty totiž neobsahujú takmer nijakú biostratigraficky významnú faunu. Najmladšie sedimenty, v ktorých sa takáto fauna našla, patria do zóny H panónu (v zmysle Rögla et al., 1993; Fordinál, 1994, 1996, 1998; Fordinál a Nagy, 1996; Fordinál et al., 1996; Török a Fordinál, 1999). V mladších sedimentoch sa stratigraficky významná fauna, ktorá by ich umožnila rozčleniť podobne, ako je to v južnej časti dunajskej panvy v Maďarsku, kde počas uvedeného obdobia bola salinita panónskeho jazera ešte brakická (tab. 1), doteraz nezistila.

Ťažkosti súvisiace so stratigrafiou sladkovodných sedimentov vrchného miocénu sa prenášajú aj na ich začleňovanie do litostratigrafických jednotiek, ktoré komplikuje nejednotné zaradovanie vyčlenených zón panónu (Papp, 1951) do stupňov vrchného miocénu a pliocénu (tab. 2).

V minulosti sa sedimenty neobsahujúce stratigraficky významné fosílie označovali neformálnymi názvami podľa vzhľadu hornín (uholná, modrá a pestrá séria). Neskôr sa v severnej časti dunajskej panvy vyčlenili formálne

litostratigrafické jednotky: ivánske súvrstvie, zahŕňajúce sedimenty zóny A–E₁ panónu, beladické súvrstvie (zóna E₂ až zóna F) a volkovské súvrstvie dáckeho veku (pliocén), ktoré sa korelovalo so zónou G–H panónu (Priechodská in Harčár et al., 1988; v zmysle konceptu, ktorý v rokoch 1986–1989 rozpracoval Vass).

Charakteristika panónu a jeho členenie

Panón je regionálny chronostratigrafický stupeň vrchného miocénu centrálnej Paratetýdy. Po zavedení jednotného delenia vyššieho miocénu a pliocénu centrálnej Paratetýdy (3. a 5. sympóziu pre stratigrafiu Paratetýdy vo Viedni roku 1970 a v Bukurešti roku 1972) sa tento stupeň stratigraficky vymedzil a definoval na 6. kongrese Regionálnej komisie pre stratigrafiu mediteránneho neogénu v Bratislave roku 1975.

Starší autori sedimenty v súčasnosti patriace do panónu nepomenúvali jednotne. Sedimenty viedenskej panvy obsahujúce mäkkýše *Neritina fluviatilis*, *Melanopsis martiniana* Fér., *M. bouei* Fér., *M. pygmaea* Partsch, *Planorbis corneus* L., *P. ammon* Partsch, *Cardium plicatum* Eichw., *C. apertum* Müntz., *C. conjungens* Partsch, *Unio atavus* Partsch, *Congerina subglobosa* Partsch, *C. partschi* Czjzek a *C. spathulata* Partsch nazval Hörnes (1851) kongériovými vrstvami. Synonymom tohto termínu sú inzersdorfské vrstvy (Hauer, 1860). V Slovinsku

Tab. 1

Chronostratigrafické členenie vrchného miocénu a biozóny na základe mäkkýšov vo vienskej a dunajskej panve (zostavené na základe prác Daxner-Höck, 1996; Magyar et al., 1999; Rögl et al., 1993)

Chronostratigraphic division of the Upper Miocene and of the biozone made on the basis of molluscs found in the Vienna and Danube Basins (compiled according to Daxner-Höck, 1996; Magyar et al., 1999; Rögl et al., 1993)

MA	Chróny	Polarita	STUPNE			VIEDENSKÁ PANVA		DUNAJSKÁ PANVA (južná časť)				KONTINENTÁLNY VÝVOJ			
			Mediterrán	Paratetýda		Papp (1951)	Friedl (1932) Papp (1985)	Bartha (1971)	Mäkkýše- zóny (Magyar et al., 1999)			Stupne	MN zóny Mein (1975)	Nástup nových rodov cicavcov Daxner - Höck (1996)	
				Centrálna	Východná				Paleoproterdie						
5	C3n		5,3		5,4				litorálne	sublitorálne	hibokovodné				
6	C3r		Mesin	5,6	Pont										
	C3An														
	C3Ar														
7	C3B														
8	C4n		Torton	Pont	7,1										
	C4r														
	C4An														
9	C4Ar														
10	C5n		Pliocen	Mio-	9,88										
	C5r														
	C5An														
11	C5r														
12	C5An		Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5										
			Seraval	Sarmat s.s.	11,5			</							

Neumayr a Paul (1875) pomenovali sedimenty ležiace v nadloží kongériových vrstiev paludinovými vrstvami.

Názov panón prvý použil Telegdy-Róth (1879). Označil ním sedimenty v panónskej panve ležiace nad sarmatskými a pod kvartérnymi sedimentmi, ktoré sa vyznačujú prítomnosťou kongérií, paludín (vivipar) a belvedérskej fauny, a tak jedným názvom označil predtým vyčlenené kongériové (inzersdorfské), paludinové a belvedérske vrstvy.

Neskôr Lörenthey (1900) pôvodný rozsah panónu zúžil a zahrnul doň iba vrstvy s kongériami.

Papp (1951) panón vienskej panvy na základe mäkkýšov rozdelil do zóny A až H.

Roku 1951 Stevanovič koreloval vyššiu časť tzv. kongériových vrstiev s pontom euxinsko-kaspickej oblasti.

V ďalšej etape sa do panónu zaradila iba zóna A až E, kým zóna F sa pričlenila do pontu a zóna G a H do pliocénu (Jiríček a Švagrovský, 1975). Neskôr Papp (1985a) do panónu zaradil zónu A až E a zónu F až H do pontu.

Panón sa rozdelil na dva podstupne, a to slavonien, zahrňajúci zónu A až D, a serbien, do ktorého patrila

zóna E (Papp, 1985a). Holostratotypom panónu je lokalita Vösendorf (Papp, 1985b).

Najnovšie Rögl et al. (1993) na základe štúdia cicavcov a rádiometrického datovania zaradil do panónu všetky zóny, t. j. A–H (tab. 2).

V dunajskej panve (maďarská časť) sa panón delí na spodný a vrchný, vrchný na spodnú, strednú a vrchnú časť (Bartha, 1971). Biozonáciu panónu na základe mäkkýšov urobil najnovšie Magyar et al. (1999; tab. 1). Neostratotypom spodnej časti vrchného panónu je Kőbánya a ílovsko pri Jásberényi, strednej časti Tihany. Fehérpart a vrchnej Várpalota a profil Kalvária (Bartha, l. c.).

V mediteránnej oblasti panónu (v zmysle Rögl et al., 1993) zodpovedá terminálna časť seravalu a tortón a vo východnej Paratetýde vrchná časť besarábu, chersón a meot (Rögl, 1998).

V kontinentálnom vývoji neogénu tvorí zóna A/B panónu najvrchnejšiu časť stupňa astarac (MN-7/8 v zmysle Meina, 1975), zóna C–G sú ekvivalentom stupňa valles (MN 9-10) a zóna H tvorí spodnú časť stupňa turol (MN-11; Daxner-Höck, 1996; tab. 1).

Tab. 2

Stratigrafické rozdelenie vrchného miocénu podľa rozličných autorov a litostratigrafia Podunajskej nížiny
Stratigraphic distribution of the Upper Miocene rocks as defined by various authors and the Danube Basin lithostratigraphy

Vek (Ma)	Rozčlenenie panónu do zón, prehľad názorov na zaradovanie zón do stupňov						Litostratigrafické jednotky Podunajskej nížiny (Harčár et al., 1988)	
	Papp, 1951	Bartha, 1971	Jiříček-Švagrovský, 1975	Papp, 1985	Rögl et al., 1993			
8,2			vrchná časť					
	n	H						
	ó	G	stredná časť					
	n		spodná časť					
9,88	F							
	E							
	D							
	C							
	B							
	A							
11,5								
	Sarmat							

Štúdiom fauny cicavcov na stratotypovej lokalite spodného pontu v Odeze sa zistilo, že uvedené sedimenty reprezentujú zónu MN-13 (Daxner-Höck, 1996; Topatchevskij et al., 1988).

Na hranici zóny MN-11 a MN-12 v turole sa na lokalite Samox X (Grécko) zistil vek 8,3 Ma (Wiedmann et al., 1984). Z vulkanického popola spodnopontského veku na profile Adjveli (Azerbajdžan) sa získal vek $7,07 \pm 0,6$ Ma (Naidina, 1989).

Rádiometrický vek hranice sarmat/panón je v zmysle Vassa (1985) $11 \pm 0,5$ Ma a panón/pont 8 Ma, resp. 6,19–7,15 Ma (Vass et al., 1987). Podľa Rögl (1998) je vek hranice sarmatu a panónu 11,5 a panónu a pontu 7,1 Ma. Magyar et al. (1999) posúvajú hranicu sarmat/panón až na 12 Ma.

Vrchnomiocénne sedimenty severnej časti dunajskej panvy

Pri spracúvaní vysvetliviek ku geologickej mape sv. časti Podunajskej nížiny v mierke 1 : 50 000 (Harčár et al., 1988) sa sedimenty vrchnomiocénneho veku začlenili do dvoch litostratigrafických jednotiek: ivánskeho súvrstvia, zahŕňajúceho sedimenty zóny A–E₁ panónu, a beladického, do ktorého sa zaradili sedimenty zóny E₂ – F panónu. Sedimenty nad uvedenými súvrstviami, ktoré v prevažnej miere tvoria štrk a piesok, sa začlenili do volkovského súvrstvia a stratigraficky do zóny G a H (Priehodská in Harčár et al., 1988).

Sedimenty na okrajových vysokých kryhách v blízkosti Považského Inovca a Tribeča, tvorené hlavne vápnitými sedimentmi (jazerná krieda, sladkovodný vápenec, travertín) s bohatou faunou suchozemských a sladkovodných ulitníkov (Gastropoda) (Fordinál, 1994, 1996, 1998;

Fordinál a Nagy, 1996; Fordinál et al., 1996; Törökóvá a Fordinál, 1999), sa vyčlenili ako hlavinské vrstvy (Fordinál a Nagy, 1997).

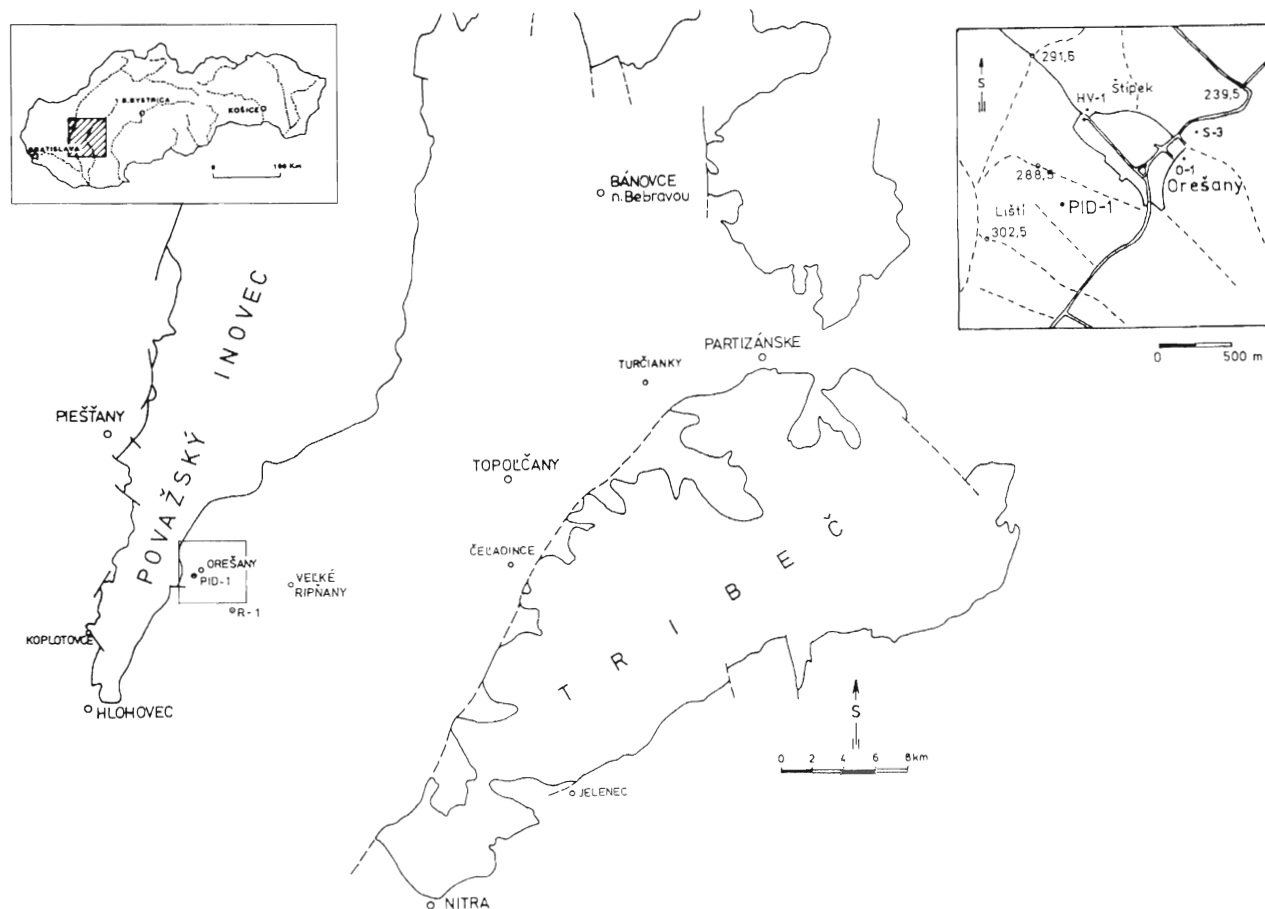
Zaradenie sedimentov do beladického a volkovského súvrstvia sa zakladá iba na charakteristickej litologickej náplni hornín, ale tá odráža faciálne pomery vzniku, nie vek súvrstvia.

Sedimenty volkovského súvrstvia sú vyvinuté v dvoch základných vývojoch, piesčitom a ílovitom (Priehodská in Harčár et al., 1988), a reprezentujú deltové a jazerné usadeniny (Baráth a Kováč, 1995; Törökóvá, 1999).

Beladické súvrstvie sa definuje ako súvrstvie s uhľovými vrstvami a s výskytom lignitu (Priehodská in Harčár et al., 1988). V minulosti sa takéto sedimenty volali „uhľovou sériou“, čo viedlo k nejasnosti v ich stratigrafickom začlenení. Napr. v oblasti Pezinka obsahujú sedimenty s lignitom faunu zóny E (zóna s *Congerina subglobosa*; Fordinál, 1997; Holec et al., 1987), ale vo viadenskej panve sa litologicky obdobné sedimenty začleňujú do zóny F (zóna s *Congerina croatica*; Dlugi, 1957).

V blízkosti Orešian sa vo vrte PID-1 (obr. 1) vyčlenili hlavinské vrstvy charakteristické výskytom jazernej kriedy, sladkovodného vápenca a v nadloží sa nachádzajúci vrstvami zeleného, zelenosivého ílu, ktoré prechádzajú do hrdozovoškrvnitého ílu s výskytom polôh lignitu hrubých niekoľko cm. Fauna gastropód aj ostrakód bola v celom profile vrtu bez ohľadu na charakter horniny rovnaká (Fordinál, 1994; Fordinál a Nagy, 1997).

V blízkosti vrtu PID-1 sa v minulosti vyčlenili hydrogeologické vrty S-3 (Kollár, 1961), O-1 (Mikuláš, 1969) a HV-1 (Nemethyová, 1988; obr. 1), ktoré navŕtali sivočierny, sivozelený a svetlozelenosivý íl s lignitom hrubým až 2 m (vrt S-3). Tieto sedimenty sú súčasnými



Obr. 1. Lokalizácia vrtov

Fig. 1. Borehole locations.

horninami s hlavinskými vrstvami a povahou hornín pripomínajú sedimenty beladického súvrstvia.

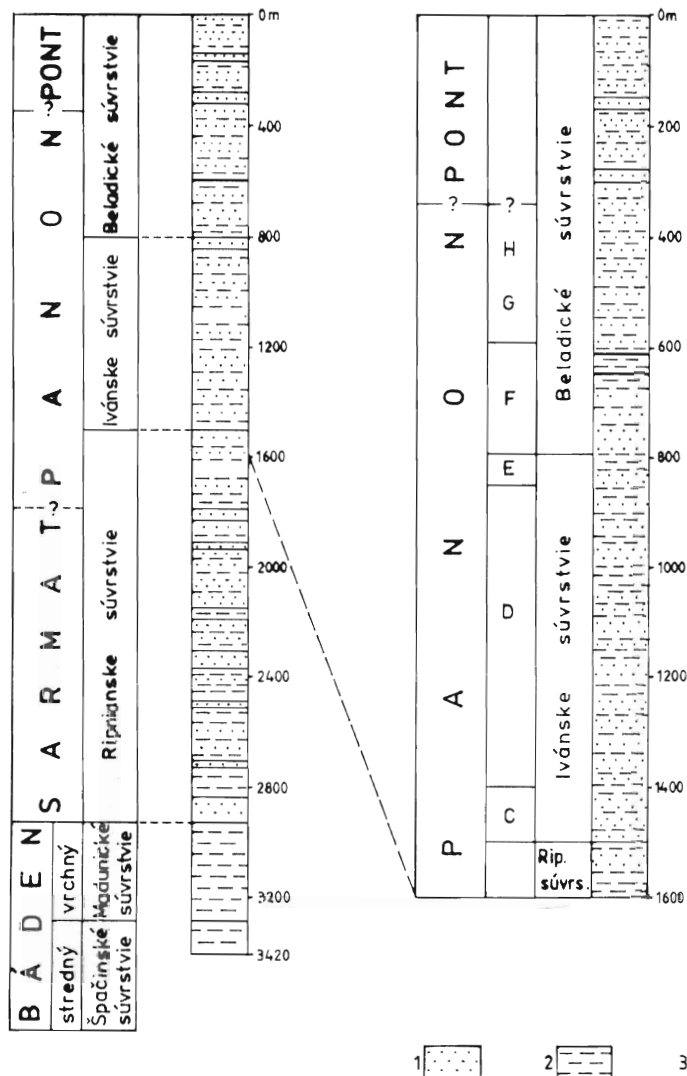
V okolí Gbeliec sa vyskytujú vrstvy zelenosivého ílu striedajúce sa s vrstvami piesku, v ktorých sa našli aj slojky lignitu. Seneš (in Seneš et al., 1962) ich zaradil do pontu, ale podľa prítomnosti lignitu uvažuje aj o ich možnom zaradení do tzv. vrchného uhoľného panónu. V týchto sedimentoch sa v minulosti našla aj fauna mäkkýšov. Zistil sa druh *Unio wetzleri* Dunk., *U. cfr. atavus* Partsch, *U. neumayri* Pen, *Congerina cfr. slavonica* Brus., *Pisidium priscum* Eichw., *Vivipara neumayri* Brus., *Melanopsis praemorsa* Linné, *M. sturii* Fuchs, *M. pygmaea* Partsch, *Planorbis cornu* Brong, *Neritina radmanesti* Fuchs, *Helix (Flemicla) robusta* Reuss, *Helix* sp., *Valvata piscinalis* Müll. a *V. biconica* Fuchs (Horusitzky, 1898).

Zaradenie ulitníka do druhu *Helix (Flemicla) robusta* Reuss sa revidovalo, neskôr bol preradený do druhu *Tacheocampylea (Mesodontopsis) doderleini* (Brusina) (Wenz, 1923) a potom do rodu *Tropidomphalus* (Lueger, 1981). Na základe doterajších poznatkov o stratigrafickom rozšírení *Tropidomphalus (Mesodontopsis) doderleini* (Brusina) (Lueger, 1981; Fordinál, 1996) možno predpokladať, že sedimenty sú najpravdepodobnejšie vrchno-

panónskeho veku (zóna G a H; v zmysle Rögla et al., 1993).

Hranica medzi beladickým a volkovským súvrstvom sa charakterizuje v komjatickej priehlbine posledným výskytom lignitu alebo pelosideritu (Priehodská in Harčár et al., 1988). Definícia tejto hranice sa zakladá na zmene faciálnych pomerov v území, ale nevviaže sa na vek. Výskyt lignitu je známy aj z pelitických sedimentov volkovského súvrstvia.

V okrajovej časti severného okraja dunajskej parvy (v rišňovskej priehlbine) bol dávnejšie vyhlásený vrt Rípnany I (Gaža, 1968; obr. 1), identifikovali sa v ňom sedimenty strednobádenského až pontského veku (Gaža, l. c.) a z panónskych sedimentov sa vyčlenili sedimenty zóny C panónu (1410–1510 m), ktoré tvoria vrstvy svetlosivého, sivého vápnitého ílu s medzivrstvami čiernosivého a čierneho uhoľného ílu, ako aj s prepláskami lignitu. V ich nadloží (860–1410 m) sa našli sedimenty zóny D panónu, ktoré sú v spodnej časti tohto hĺbkového intervalu (do 1030 m) prevažne z vrstiev piesku hrubých 2 až 5, ojedinele až 15 m. Pelitické sedimenty tejto zóny tvoria zelenosivý a svetlozelenosivý slabo piesčitý íl, v ktorom sa našli schránky bivalvií *Lymnocardium conjungens* (Partsch) a *Congerina czjzeki* (Hoernes).



Obr. 2. Litostratigrafia a schematický litologický profil vrtnu Ríphany 1 (zostavené na základe prác Bielej, 1978; Fordinála a Elečka, 2000; Gažu, 1968). 1 – piesok, pieskovec. 2 – íl, ílovec, 3 – lignit.

Fig. 2. Lithostratigraphy and generalized lithological section through the borehole Ripňany 1 (compiled according to Biela, 1978; Fordinál and Elečko, 2000; Gaža, 1968). 1 – sands, sandstone, 2 – clays, claystones, 3 – lignite.

Bázu zóny E (805–860 m) tvorí hrubá poloha piesku. V zóne E prevládajú piesčité sedimenty a vyskytuje sa v nej zelenosivý a uhoľný íl s medzivrstvami lignitu.

Zóna F panónu (600–805 m) sa vyznačuje prítomnosťou zelenosivého jemne piesčitého vápnitého ílu s vložkami lignitu (hrubými do 3 cm).

Nadložné sedimenty z hĺbky 0–600 m sa zaradili do pontu.

Na základe súčasných poznatkov o stratigrafii vrchnomiocénnych sedimentov okolia Veľkých Rípiňan možno konštatovať, že spomenutý 500 m hrubý sled sedimentov z vrstvy Rípiňany 1, zaradený do pontu, v sebe zahŕňa sedimenty zóny G a H panónu a pontu (obr. 2).

Z toho, že sa na poklesnutých kryhách Považského Inovca vyskytujú sedimenty hlavinských vrstiev stratigraficky zaradené do zóny H, najmladšej zóny panónu, usudzujeme, že sa s nimi synchronne sedimenty nachádzajú v hĺbke aj v centre priehlbiny. Na povrchu sa vyskytujú sedimenty volkovského súvrstvia pliocénneho veku (dáku), ktoré tvorí prevažne štrk a piesok (Töröková, 1999). Ich hrúbka neprekračuje 50 m. Z uvedeného vyplýva, že sa medzi panónskymi a dáckymi sedimentmi nachádzajú sedimenty pontského veku.

Diskusia a riešenie

Podľa uvedených faktov možno konštatovať, že súčasné stratigrafické členenie litostratigrafických jednotiek vrchného miocénu severnej časti dunajskej panvy nie je v niektorých prípadoch v súlade s najnovšími poznatkami.

Na základe toho, že stratotypová lokalita zóny H panónu Eichkogel (Papp, 1951) obsahuje faunu cicavcov zóny MN-11 a vrchná časť tejto zóny sa pri jej hranici so zónou MN-12 na lokalite Šamox X (Grécko) rádiometricky datovala na 8,3 Ma (Wiedmann et al., 1984), dospel Rögl et al. (1993) k názoru, že zóna H ešte patrí do panónu.

Z uvedeného vychodí, že beladické súvrstvie (zóna F) nemôže byť pontského veku a najmladšie neogénne sedimenty severnej časti dunajskej panvy – volkovské súvrstvie pliocénneho veku – so zónami G a H nemožno korelovať.

Kedže vo vrte Ču-1 sa magnetostratigraficky vymedzil pont (Vass et al., 1992), predpokladáme, že v dunajskej panve je kompletný sled vrchnomiocénnych sedimentov.

Problém je v tom, že povaha sedimentov a ich sladkovodný vývoj, ako aj chýbajúca stratigraficky významná

Tab. 3
Litostratigrafia dunajskej panvy
Danube Basin lithostratigraphy

Útvar	Oddelenie	Stupeň	Chronozóna	Vek (MA)	LITOSTRATIGRAFICKÉ JEDNOTKY
N E O G É N	P L I O C É N	r u m a n			DUNAJSKÁ PANVA - severná časť
	P L I O C É N	d á k		5,6	kolárovske súvrstvie
					volkovské súvrstvie
	P O N T			7,1	beladické súvrstvie
	M I O C É N	P A N Ó N	H	11,5	hlavinské vrstvy
			G		
			F		
			E		
			D		
			C		ivánske súvrstvie
			B		
			A		

fauna nedovoľujú sedimenty v nadloží beladického súvrstvia (v zmysle Priehodská in Harčár et al., 1988) rozčleniť. Výnimkou sú iba hlavinské vrstvy, ktoré reprezentujú okrajové sedimenty zóny H panónu.

Východiskom z tejto situácie je definovanie litostratigrafickej jednotky, ktorú možno biostratigraficky alebo litologicky ohraničiť. Preto navrhujeme redefinovať beladické súvrstvie tak, že by zahŕňalo sedimenty nachádzajúce sa v nadloží sedimentov zóny E panónu (ivánske súvrstvie) a v podloží litologicky dobre odlíšiteľného volkovského súvrstvia dáckeho veku. Zóna E panónu je dobre biostratigraficky definovaná na základe mäkkýšov (subglobózové vrstvy; Fordinál, 1997), ostrakód (Pipík, 1996, 1998) a dinoflagelát (Hudáčková, 1995).

Redefinované beladické súvrstvie by zahŕňalo sedimenty zóny F až H panónu a pontu a v okrajovom vývoji by malo jeden člen – hlavinské vrstvy vrchnopanónskeho veku.

Takéto riešenie by vylúčilo ťažkosti pri začleňovaní sladkovodných sedimentov vrchnomiocénneho veku, lebo by patrili do beladického súvrstvia, ktorého stratigrafický rozsah by bol vrchný panón až pont (tab. 3).

Korelácia s litostratigrafickými jednotkami južnej časti dunajskej panvy (Gyalog, 1996; Czászár, 1997) je veľmi ťažká, lebo jednotky jej severnej časti sa chápu ako izochronné a južnej ako heterochronné.

Podakovanie. Tento článok bol vypracovaný v rámci projektu 130-1-04 Tektogenéza sedimentárnych panv Západných Karpát.

Literatúra

- Baráth, I. & Kováč, M., 1995: Sedimentologická a paleogeografická charakteristika pliocénnej delty Hrona v komjatickej depresii dunajskej panvy. *Mineralia Slov.*, 27, 236–242.
- Bartha, F., 1971: A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálat. In: Bartha, F., Kleb, B., Körössy, L., Szabóné kilényi, E., Szátmári, P., Széles, M., Szénás, G. & Tóth, K. (Eds.). *A Magyarországi pannonkori képződmények kutatásai*. Budapest, Akadémiai Kiadó, 9–172.
- Biela, A., 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. *Region. Geol. Západ. Karpát*, 10, 224.
- Czászár, G. (ed.), 1997: Basic lithostratigraphic units of Hungary. *Budapest*, 114.
- Daxner-Höck, G., 1996: Faunenwandel im Obermiozän und Korrelation der MN-„Zonen“ mit den Biozonen des Pannons der Zentralen Paratethys. *Beitr. Paläont.*, 21, 1–9.
- Dlugi, A., 1957: Krátky mikrobiostratigrafický prehľad pannonu v Dolnomoravskom úvalu. *Věst. Ústí. Úst. geol.*, 32, 421–424.
- Fordinál, K., 1994: Vrchný panón (zóna H) východného okraja Považského Inovca. *Geol. Práce, Spr.*, 99, 67–75.
- Fordinál, K., 1996: Terrestrial gastropods of the Upper Pannonian in the northern part of the Danube basin. *Slovak Geol. Mag.*, 1/96, 5–16.
- Fordinál, K., 1997: Mollusc (gastropoda, bivalvia) from the Pannonian deposits of the western part of the Danube Basin (Pezinok-clay pit). *Slovak Geol. Mag.*, 3, 4, 263–283.
- Fordinál, K., 1998: Freshwater gastropods of Upper Pannonian age in the northern part of the Danube basin. *Slovak Geol. Mag.*, 4, 4, 293–300.
- Fordinál, K., Nagy, A. & Fejdiová, O., 1996: Vrchnopanónske sladkovodné sedimenty okolia Čeladiniec (západný okraj pohoria Tribeč). *Mineralia Slov.*, 28, 4, 307–311.
- Fordinál, K. & Nagy, A., 1996: Fauna panónskych sladkovodných vápencov okolia Turčianok (západný okraj pohoria Tribeč). *Geol. Práce, Spr.*, 102, 51–54.
- Fordinál, K. & Nagy, A., 1997: Hlavinské vrstvy – okrajové vrchnopanónske sedimenty rišňovskej priehlbiny. *Mineralia Slov.*, 29, 6, 401–406.
- Fordinál, K. & Elečko, M., 2000: Ripnianske súvrstvie – sladkovodné sedimenty sarmatu a spodného panónu rišňovskej priehlbiny. *Mineralia Slov.*, 32, 1, 55–60.
- Friedl, K., 1932: Ueber die Gliederung der pannonischen Sedimente des Wiener Beckens. *Min. Geol. Gesell. (Wien)*, 24, 1–27.
- Gaža, B., 1968: Závěrečná geologická správa o štruktúrnem vrte Ripňany I. Manuscript – archiv Geofond Bratislava.
- Gyalog, L. (ed.), 1996: A földtani térképek jelkulesa és a rétegtani egységek rövid leírása. *Magy. áll. földt. Intéz., alkalmi kiadvány* 187, Budapest, 3–171.
- Harčár, J., Priehodská, Z., Karolus, K., Karolusová, E., Remšík, A. & Šucha, P., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severovýchodnej časti Podunajskej nížiny 1: 50 000. *GÚDŠ, Bratislava*, 114.
- Hauer, F. R., 1860: Ueber die Verbreitung der Inzersdorfer- (Congerien-) Schichten in oesterreich. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien)*, 11, 1, 1–10.
- Hörnes, M., 1851: Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien)*, 2, 4, 93–134.
- Holec, P., Papšíková, M., Kraus, I. & Fordinál, K., 1987: Rekonstruktion der Lebensbedingungen an der Wende Pannon-Pont auf der Lokalität Pezinok-Lehmgrube der Ziegelei (SO Rand der Kleinen Karpaten). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 43, 181–191.
- Horusitzky, H., 1898: Köbölút, Bátorkesz és Duna-Mócs (Esztergommege) agronom-geologiai viszonyairól. *Magy. kir. földt. Intéz. évi Jelent. (Budapest)*, 1897, 154–167.
- Hudáčková, N., 1995: Dinoflagellata from the Pannonian sediments of the NW part of Vienna basin. *Romanian Journal of Stratigraphy*, Bucharest, 76, 7, 256.
- Jiříček, R. & Švagrovský, J., 1975: Biozones of brachy- to oligohaline

- mollusc of late Tertiary in the central Paratethys. In: *Cicha I (Ed.): Biozonal division of the Upper Tertiary basins of the Eastern Alps and West Carpathians. Geol. Surv., Prague.* 45–56.
- Kollár, O., 1961: Hydrogeologický vrtný prieskum S-3 prieskumnou súpravou CNF. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*
- Lörentz, E., 1900: Foraminiferen der pannonischen Stufe Ungarns. *Neu. Jb. Mineral. Geol. Paläont. (Stuttgart)*, 2, 99–107.
- Lueger, J. P., 1981: Die Landschnecken im Pannon und Pont des Wiener Beckens. I. Systematik, II Fundorte, Stratigraphie, Faunenprovinzen. *Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl (Wien)*, 120, 1–124.
- Magyar, I., Geary, D. H., Lantos, M., Müller, P. & Sütő-Szentai, M., 1999: Integrated biostratigraphic, magnetostratigraphic and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits. *Acta geol. hung.*, 42, 1, 5–31.
- Mein, P., 1975: Résultats du Groupede travail des Vertébrés. *Report on activity of the R.C.M.N.S Working Groups SAV Bratislava.* 78–81.
- Mikuláš, E., 1969: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu pre JRD Orešany. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*
- Naidina, N. N., 1989: Absolute dating of the Pontian. In: *Malez, M. & Stevanovic, P. (Eds.): Chronostratotypen und Neostratotypen. Pliozän PII, Pontien. JAZU-SANU, ZAGREB.* 76.
- Nemethyová, M., 1988: Orešany – zhodnotenie prieskumných prác. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*
- Neumayr, M. & Paul, C. M., 1875: Die Congerien- und Paludinen-schichten Slavoniens und deren Faunen. *Abh. K.-Kön. geol. Reichsanst. Wien*, 7, 3, 106.
- Papp, A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. *Mitt. Geol. Gesell. (Wien)*, 39–41, 99–193.
- Papp, A., 1985a: Die Gliederung des Pannonien. In: *Papp, A., Jámbo, A., Steininger, F. F. et al. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän M6 Pannonien. Akadémiai Kiadó (Budapest)*, 28–29.
- Papp, A., 1985b: Holostratotypus: Vösendorf, Wiener Becken (Österreich). In: *Papp, A., Jámbo, A., Steininger, F. F. et al. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän M6 Pannonien. Akadémiai Kiadó (Budapest)*, 187–204.
- Pipík, R., 1996: Paleokológia spoločenstiev ostrakód z Borského Svätého Jura a Pezinka. [Diplomová práca.] *Manuskript – archív PF UK Bratislava.*
- Pipík, R., 1998: Salinity changes recorded by Ostracoda assemblages found in Pannonian sediments in the western margin of the Danube Basin. In: *Crasquin-Soleau, S., Braccini, E. & Lethiers, F. (Eds.): What about ostracoda? 3rd European ostracodologists meeting Paris - Bierville (France), July 8–12th 1996. Memoire 20, Pau.* 167–177.
- Roth v. Telegd., L., 1879: Geologische Skizze des Kroisbach-Ruster Bergzuges und des südlichen Teiles des Leita-Gebirges. *Földt. Közl.*, 9, 3–4, 139–150.
- Rögl, F., 1998: Palaeogeographic Consideration for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene). *Ann. Naturhist. Mus. (Wien)*, 99 A, 279–310.
- Rögl, F., Zapfe, H., Bernor, R. L., Brzobohatý, R., Daxner-Höck, G., Draxler, I., Fejfar, O., Gaudant, J., Herrmann, P., Rabeder, G., Schultz, O. & Zetter, R., 1993: Die Primatenfundstelle Götzendorf and der Leitha (Obermiozän des Wiener Beckens, Niederösterreich). *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 136, 2, 503–526.
- Seneš, J., Franko, O., Košťálík, J. & Porubský, A., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 L-34-1 Nové Zámky. *Geofond – Vydavateľstvo Bratislava*, 106.
- Stevanović, P. M., 1951: Pontische Stufe im engeren sinne-obere Congerienschichten Serbiens und der angrenzenden Gebiete. *Sonderausgabe CLXXXVII. mathem.-natur. 2. Beograd*, 361.
- Topačevskij, V. O., Čepaliga, A. L., Nesin, V. A., Rekovec, L. I. & Topačevskij, I. V., 1988: Mikroteriofauna (Insectivora, Lagomorpha, Rodentia) Lektostatotypu Pontu. *Dopov. Akad. Nauk URSS, Ser. B, Jg. (Kiev)*, 1988, 4, 73–76.
- Törökova, I., 1999: Pliocene deposits of Rišňovce Depression – Volkovce Formation. *Slovak Geol. Mag.*, 5, 4, 281–295.
- Törökova, I. & Fordinál, K., 1999: Fresh-water limestones of the Hlavina Bed in the Rišňov furrow and Bánovce Depression. *Slovak Geol. Mag.*, 5, 3, 213–226.
- Vass, D., 1985: Pannonian radiometric age. In: *Papp, A., Jámbo, A., Steininger, F. F. et al. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän M6 Pannonien. Akadémiai Kiadó (Budapest)*, 40–45.
- Vass, D., Repčok, I., Balogh, K. & Halmai, J., 1987: Revised radiometric time-scale for the Central Paratethyan Neogene. *Magy. áll. földt. Intéz. Evk. (Budapest)*, 70, 423–434.
- Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Krystek, I., Köhler, E., Lexa, J., Nemčok, J., Růžicka, M. & Vaškovský, I., 1988: Vysvetlivky k mape Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov panónskej panvy na území ČSSR 1 : 500 000. *GÚDŠ, Bratislava*, 65.
- Vass, D., Pagáč, P., Fejdiová, O., Planderová, E. & Nagy, A., 1992: Neskorý neogén na západnom okraji podunajskej panvy. *Západ. Karpaty. Sér. Geol.*, 16, 85–118.
- Wenz, W., 1923: Gastropoda extramarina tertiaria. *Foss. Catal. I. Berlin*, 701.
- Wiedmann, M., Solounias, N., Drake, R. E. & Curtis, G. H., 1984: Neogene stratigraphy of the eastern basin, Samos Island, Greece. *Geobios (Lyon)*, 17, 477–490.

Upper Miocene in the Danube basin: the stratigraphy and lithostratigraphy problems

In the Danube Basin the younger sequence of the Upper Miocene sediments deposited in a lacustrine environment. It is problematic to assign them to central Paratethys stages because they do not contain suitable and/or biostratigraphically significant fauna. The youngest sediments that contain such fauna belong to Pannonian H zone (sensu Rögl et al., 1993). No fauna was found to date in the young sediments.

The problem starts when the Upper Miocene fresh water sediments are to be stratigraphically assigned to lithostratigraphic units, and is further complicated by diverse assignments of Pannonian zones, determined by Papp (1951) on the basis of molluscan fauna, to either Upper Miocene, or Pliocene stages (Tab. 1).

In the past the sediments lacking stratigraphically significant fossils were named after the rock characteristics (coaly, blue, or variegated series). Later the following lithostratigraphic units were defined in the Danube Basin: Ivánka Formation corresponding to the Pannonian A–E₁ zone, Beladice Formation corresponding to the E₂ through F zone and Volkovce Formation of Dacian age (Pliocene), correlated with the G–H Pannonian zone (Priehodská in Harčár et al., 1988).

New investigations made in the Vienna Basin indicate that the F–H zones are of Pannonian (Rögl et al., 1993) and not of Pontian age as reported earlier (Papp, 1985a), and following, the age of the Beladice Formation (F zone) cannot be

Pontian and the age of the youngest, Pliocene Danube Basin sediments of the Volkovce Formation cannot be correlated with the G–H zones.

To solve this problem a lithostratigraphic unit should be defined and correlated with the biostratigraphic stages. We suggest to redefine the Beladice Formation to include the sediments overlying the Pannonian E zone (the Ivánka Formation) and underlying the lithologically well defined Volkovce

Formation of Dacian age. The Pannonian E zone is biostratigraphically well defined on the basis of molluscs (subglobosa beds, Fordinál, 1997), ostracodes (Pipík, 1996, 1998) and dinoflagellates (Hudáčková, 1995).

The above reasons suggest that the redefined Beladice Formation would assign to the Late Pannonian and Pontian and its marginal development would contain only one member – the Hlavina Member of Late Pannonian age (Tab. 3).

Tektonická pozícia mladopaleozoicko-mezozoických komplexov hornín na východných svahoch Kráľovej hole v Nízkych Tatrách

JÁN MADARÁS a JÁN IVANIČKA

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
e-mail: madaras@gssr.sk

(Doručené 10. 5. 2000, revidovaná verzia doručená 28. 7. 2000)

Tectonic position of the Upper Paleozoic-Mesozoic rock complex on the eastern slopes of the Kráľova hofa parts of the Low Tatra Mts. (Western Carpathians)

The complex of the Late Paleozoic-Mesozoic rocks occurs on the eastern slopes of the Kráľova hofa Mt. in the Low Tatra Mts. is interpreted as a cover unit of the South Veporic crystalline. Cover sediments underwent the Alpine low grade regional metamorphism. Rock complex forms a brachyanticlinal structure with fold axis dipping to the NE. It comprises the Permian to the Mesozoic metasediments in autochthonous position and the Upper Carboniferous to the Upper Triassic volcanoclastic rocks and metasediments as allochthonous partial tectonic slice.

Key words: Western Carpathians, Veporicum unit, Late Paleozoic, Mesozoic, Alpine tectonics, mesostructures

Úvod

Na sv. svahoch masívu Kráľovej hole (1948 m) v Nízkych Tatrách v predĺžení medzi kótou Tri kopce (1506 m), Úplaz (1555 m), Predná hoľa (1545 m) a dolinou Mlynná (na SZ od Vernára), ako aj v doline Zubrovice (na S od Telgártu; obr. 1a, b) vystupuje anchimetamorfovaný paleozoický vulkanickosedimentárny horninový súbor známy pod názvom komplex Prednej hole (Bajaník et al., 1979). Komplex zaberá iba okolo 10 km², ale jeho pozícia medzi rozličnými tektonickými jednotkami naznačuje, že pochopenie jeho geologickej stavby má pri vysvetľovaní tektoniky širšieho okolia kľúčový význam. Cieľom nášho príspevku je na základe nového výskumu a rešeršného prehľadného určení veku komplexu predložiť nový pohľad na stratigraficko-tektonické zaradenie horninového súboru a jeho pozíciu v tektonickej jednotke veporika.

Prehľad doterajšieho výskumu

Prvá zmienka o výskyte porfyroidov a zelených bridlíc v sledovanej oblasti je od Uhliha (1903). Zoubek (1935) vymedzil kraklovské kryštalinikum až za masív Kráľovej hole, kde z neho zistil iba jeho najexternejšie členy – amfibolity a porfyroidy. Na V od Prednej hole je redukované na pruh silno dislokačne metamorfovaných amfibolitov zaklinených medzi sériu Veľkého boku a karbón (priradený k muránskej zóne – chočskému príkrovu). Širšie územie prvý raz komplexnejšie zmapoval Kettner (1937a, b) a opísal odtiaľ kryštalinikum Kráľovej hole, kraklovské

kryštalinikum, mezozoikum krížňanskej série, karbón a mezozoikum chočskej série, pričom na Prednej holi kartograficky vymedzil dva členy, a to svorové fylity s porfyroidmi a amfibolity. Pokladal ich za pôvodné podložie série Veľkého boku, t. j. krížňanského príkrovu. Biely (1956) na Prednej holi odlíšil staršie porfyroidy a mladšie chloriticko-epidotické bridlice a podobne ako predchádzajúci autori ich považoval za súčasť kraklovského kryštalinika. Kubíny (1959) tento komplex nazval porfyroidovo-bridličnatou sériou a stratigraficky ju interpretoval viacznačne (karbón – verukáno?, perm?, staršie paleozoikum?). Na rozdiel od predchádzajúcich autorov túto sériu nepokladá za súčasť kraklovského kryštalinika a predpokladá, že s kryštalinikom nemá vôbec spojenie a do oblasti Prednej hole bola presunutá spolu s chočskou jednotkou cez mezozoikum obalovej série veporíd a môže byť ekvivalentom fylitovo-diabázovej série gemeríd. Biely (1961) porfyroidom a chloriticko-epidotickým bridliciam na Prednej holi pripísal permský vek a považuje ich za najstaršiu zložku obalovej série kryštalinika pásma Kráľovej hole.

V geologickej mape ČSSR v mierke 1 : 200 000 (list Vysoké Tatry; Fušán et al., 1963) sa väčšia časť komplexu Prednej zaraduje do permu ako tufy, tufity kremitých porfýrov a porfyroidy, ktorých obal tvoria permské polymiktne zlepené, droby, arkózy s polohami pieskovca a pestrých bridlíc a kremence spodného triasu. Bridlica a pieskovec v tektonickom nadloží sa korelujú s karbónskymi horninami, ktoré vystupujú v styčnej zóne gemerika a veporika v pozícii obalu kryštalinika veporika. Mapa

(l. c.) naznačuje aj celý priebeh prešmykovej pohorelskej línie, ktorá je plochou zblíženia kryštalinika a obalovej jednotky južného veporika so sedimentárnym obalom severného veporika (séria Veľkého boku).

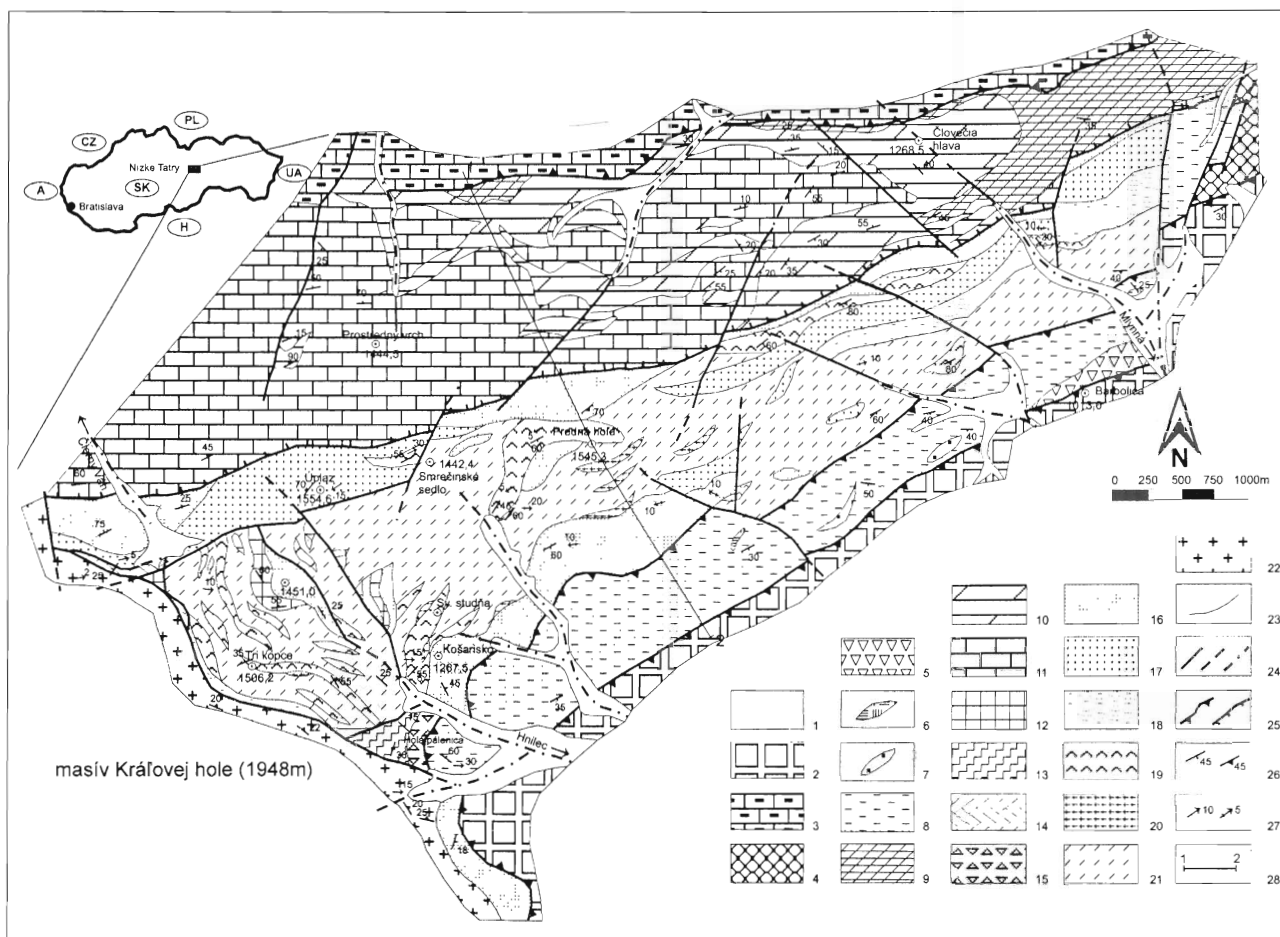
V ďalších prácach (zväčša rukopisných) sa o sledovanom komplexe uvažuje ako o permskom, pričom Ivanička (1965) a Lehotský et al. (1969) v ňom okrem skôr známych hornín (porfyroidov, chloriticko-epidotických bridlíc, kremencov) opísali aj arkózy a spomenutý horninový sled pokladali za obal pásma Kráľovej hole. V regionálnej geologickej mape v mierke 1 : 50 000 Slovenské rudohorie-stred, Nízke Tatry-východ (Klinec, 1976) je vulkanickosedimentárny komplex zahrnutý do permu, jeho obal tvoria kremence spodného triasu a na nich v tektonickej pozícii ležia karbonáty jednotky Veľkého boku. V mape (l. c.) sa stráca východné pokračovanie pohorelskej línie, pričom karbónske sedimenty (priradené ku gemeriku), ktoré sú v ďalšom tektonickom nadloží, ležia pri Telgarte na obalových kremencoch južného veporika a v oblasti Holej Pálenice na karbonátoch jury jednotky Veľkého boku, ktorá je obalovým sledom severného veporika.

Práca Bajaníka et al. (1979) bola prelomom v nazeraní na metamorfované komplexy sledovanej oblasti. Vulkanickosedimentárny súbor hornín vystupujúci na sv. svahoch Kráľovej hole pomenovali ako komplex Prednej hole (v podobe formálnej litostratigrafickej jednotky) a v zmysle

výsledkov palynologického výskumu (Planderová in Bajaník et al., l. c.) ho zaradili do devónu.

Plašienka (1979, 1980, 1981, 1984) vekové zaradenie rešpektoval a komplex Prednej hole zaradil do ním vyčleneného príkrovu Markušky, ktorý je akýmsi prechodným a zároveň zväzujúcim elementom medzi veporikom a gemerikom a k obidvom týmto jednotkám prejavuje úzke štruktúrne, metamorfné aj litologické vzťahy. V príkrove Markušky litologicky a vekovo rozlišuje permské arkózo-vo-porfyroidové a vrchnodevónske súvrstvie pelitov, psamitov a vulkanitov spilitovo-keratofýrovej formácie. Za súčasť príkrovu Markušky pokladá aj kremence spodného triasu, vápence a dolomit stredného triasu. Podloží príkrovu je stružiencka (federátska, resp. föderatská) jednotka.

Vozárová a Vozár (1988) v komplexe Prednej hole ponechali len staropaleozoické súvrstvia, perm priradili k severnému veporiku (predajnianske súvrstvie), kremence spodného triasu a karbonáty zaradili do jednotky Veľkého boku a úzku zónu medzi Pálenicou a Vernárom do chočského karbónu. Táto koncepcia sa s drobnými úpravami rešpektovala aj v regionálnej geologickej mape Nízkych Tatier v mierke 1 : 50 000 (Biely et al., 1992). Podľa Putiša (1989a in Krist et al., 1992) uvedený komplex – okrem arkózovitých metapiesskovcov – tvorí náplň ním vyčleneného čiastkového príkrovu Prednej hole v rámci rimavicekej sústavy príkrovov.



Metamorfózou hornín v oblasti Prednej hole sa zaoberal Plašienka et al. (1989) a na severných svahoch masívu Kráľovej hole Korikovskij et al. (1992). V oboch územiach sa horniny alpsky metamorfovali pri teplote okolo 250–350 °C, čo potvrdzuje aj stupeň zachovania palynomorf v tejto oblasti (Planderová, 1991). Mazzoli a Vozárová (1989) v komplexe Prednej hole na základe hodnôt b_0 muskovitu z fylitov zistili nízkotlakový charakter hercýnskej metamorfózy a ich výsledky sú identické s meraniami z fylitov litologicky podobnej štóskej formácie (resp. smečinskej formácie – Sassi a Vozárová, 1992), ktorá je súčasťou bazálnej časti gmeridnej rakoveckej skupiny.

Geologická stavba územia

Pri tvorbe regionálnej geologickej mapy Slovenského raja, Galmusa a Hornádskej kotliny (Mello et al., 2000) Ivanička a Madarás (in Mello et al., l. c.) nanovo zmapovali a reambulovali oblasť Prednej hole. Spresnený kartografický obraz (obr. 1a, b) umožňuje korigovať výsledky predchádzajúceho výskumu a na základe rešeršného predhodnotenia vekového zaradenia komplexu Prednej hole predložiť aj nový pohľad na jeho stratigraficko-tektonickú príslušnosť. V ňom sa stráca potreba osobitne vyčleňovať komplex Prednej hole, pretože jeho horninová náplň

a pravdepodobne aj vekové zaradenie sú zhodné so slatvinským a rimavským súvrstvím revúckej skupiny.

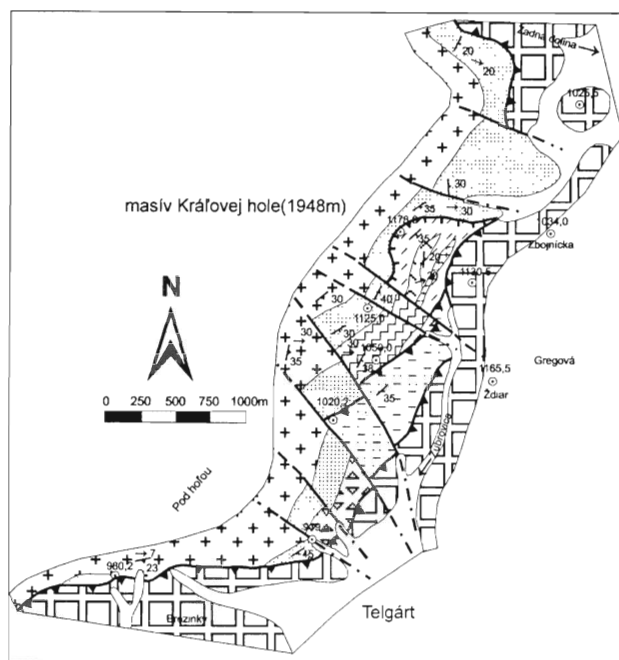
Kryštalínikum

Východné a južné svahy Kráľovej hole, ako aj kryštalické podložie všetkých ďalej opisovaných horninových komplexov tvoria prevažne granitoidné horniny hercýnskeho veku.

Biotitické granodiority a strednozmné tonality sú typickým členom kryštalínika východných svahov Kráľovej hole. V podobe najviac niekoľko sto metrov hrubej tektonickej šupiny (resp. čiastkového príkrovu Vápenice – c. f. Putiš, 1981, 1987, 1989, a Putiš in Krist et al., 1992) ležia na fylonitoch svorov, resp. silne deformovaných granitoidov a na metagranitoidoch masívu Kráľovej hole. V ich nadloží sú zvyčajne obalové permský klastické sedimenty. Ukázkové odkryvy poskytujú rozoklané bralá Kráľovej skaly (1690 m). Tmavosivé až tmavozelené strednozmné, lokálne hrubšie porfyrické horniny majú typickú doskovitú odlučnosť podľa extenzných mylonitických foliačných plôch. Tmavozelenkastú farbu horniny spôsobuje biotit a jeho rozklad na minerály epidotovo-zoisitovej skupiny. Okrem bežných bázických živcov – plagioklasov sú prítomné aj draselné živce.

◀ **Obr. 1a.** Geologická mapa východného ukončenia Nízkeho Tatier v oblasti Prednej hole. Zostavil Madarás a Ivanička (2000; s použitím podkladov Bajanička et al., 1979; Plašienka, 1981; Bieleho et al., 1992; Madarás, 1998, 1999; Ivaničku a Poláka, 1999). 1 – nečlenený kvartér, 2 – nečlenené mezozoikum silicika (silický príkrov), 3 – nečlenené mladšie paleozoikum hronika (chočský príkrov), 4 – pestrý zlepenec, pieskovec a bridlica (perm – maluzinské súvrstvie), 5 – diorit (perm), 6 – bázické vulkanoklastické horniny (vrchný karbón – nižnobocianske súvrstvie?), 7 – zlepenec – (vrchný karbón – nižnobocianske súvrstvie?), 8 – tmavosivá bridlica a pieskovec (vrchný karbón – nižnobocianske súvrstvie?), 4–8 – hronikum (chočský príkrov – ipoltická skupina), 9 – sivý, tmavosivý, slienitý vápenec, slien. slienitá bridlica (spodná krieda – titón – hoteriv), 10 – sivý, čierne krinoidový laminovaný vápenec, miestami s rohovcom, čierna fľovitá bridlica (spodný lias); zelenkavý, ružový a biely metamorfovaný a mramorizovaný vápenec, mramor, miestami s rádiaritmi (doger–malm), 11 – rauvaky, ramsauský dolomit (ladin), lunzké vrstvy (karn), hlavný dolomit (karn–norik), sivý lavicovitý dolomit (stredný–vrchný trias), karpatský keuper (norik), 9–11 – severné veporikum (jednotka Veľkého boku), 12 – sivý až tmavosivý rozpadavý dolomit (karn–norik), 13 – bridličnatý vápenec s polohami rohovcového vápenca a tmavosivej vápnitej bridlice (ladin–karn), 14 – tmavý až čierny laminovaný kryštalický vápenec (anis–ladin), 15 – rauvaky a rauvakizovaný vápenec (anis), 16 – metakremeneč (spodný trias), 12–16 – južné veporikum (föderata jednotka), 17 – metamorfovaná arkóza a droba, miestami s vulkanogénnym materiálom, ojedinele polohy zlepenca a fylitické bridlice (perm – rimavské súvrstvie), 18 – sivá až čierna fylitická bridlica, jemnozrnný metamorfovaný pieskovec, sporadicky vložky metabazaltových vulkanoklastík, 19 – metabazaltový tuf až tufit, epidoticko-chloritické fylity, 20 – kremenné keratofýry a metaryolitový tuf až tufit, 21 – kremenno-sericitické a chloriticko-sericitické fylity s polohami metapieskovca a metaarkózy, 18–21 – vrchný karbón – slatvinské súvrstvie, 17–21 – južné veporikum – revúcka skupina, 22 – kryštalínikum – biotitické granodiority a strednozmné tonality – kráľovohorský komplex, 23 – geologické hranice, 24 – zlomy a tektonické rozhrania všeobecne: zistené, predpokladané, zakryté, 25 – línie príkrovov, prešmykov, 26 – primárna vrstvitosť, metamorfická a mylonitická foliácia; smer a sklon, 27 – lineácia predĺženia minerálov, smer osí b vrás: smer a sklon, 28 – línia geologického rezu.

Fig. 1a. Geological map of the eastern part of the Nízke Tatry Mts. in the Predná hoľa Mt. area. Compiled by Madarás and Ivanička (2000; compiled on the basis and using the maps: Madarás, 1998, 1999; Ivanička and Polák (1999). 1 – Quaternary sediments undivided, 2 – Mesozoic sediments and volcanics undivided (Silicium Unit, Silica Nappe), 3 – Late Paleozoic sediments and volcanics undivided (Hronicum Unit, Choč Nappe), 4 – variegatedly coloured conglomerates, sandstones and shales (Permian – Maluziná Formation), 5 – vein diorite bodies (Permian), 6 – basic volcanoclastic rocks (Upper Carboniferous – Nižná Boca Formation), 7 – conglomerates (Upper Carboniferous– Nižná Boca Formation), 8 – dark gray shales and sandstones (Upper Carboniferous – Nižná Boca Formation), 4–8 – Hronicum Unit (Choč nappe – Ipolitica Group), 9 – gray, dark gray, marly limestones, marls and marly shales (Lower Cretaceous – Tithonian – Hauterivian), 10 – dark, black, crinoidal laminated limestones, partly with cherty limestones, black clayey – marly shales (Lower Lias); greenish, rose and white metamorphosed and marmorised limestones, marmors, partly with radiolarites (Dogger–Malm), 11 – rauhwackes, Ramsau Dolomites (Ladinian), Lunz beds (Carnian), Hauptdolomites (Carnian–Norian), grey dolomites (Middle – Upper Triassic), Carpathian Keuper (Norian), 9–11 – North Veporicum Unit (Veľký bok Unit), 12 – grey to dark gray dolomites (Carnian–Norian), 13 – slaty limestones with cherty and dark gray marly shales beds (Ladinian–Carnian), 14 – dark to black laminated crystalline limestones (Anisian–Ladinian), 15 – rauhwackes and rauhwackized limestones (Anisian), 16 – metaquartzites (Scythian), 12–16 – South Veporicum Unit (Foederata Unit), 17 – metamorphosed arkoses and grauhwackes, partly with volcanogenic materials, rarely conglomerates and phyllitic shales beds (Permian – Rimava Formation), 18 – grey to black phyllitic shales, fine – grained metamorphosed sandstones, locally with metabasaltic volcanoclastics beds, 19 – metabasaltic tuffs to tuffites, epidote-chlorite phyllites, 20 – quartz keratophyres and their volcanoclastics, 21 – quartz-sericite and chlorite-sericite phyllites with metasandstone and metaarkose beds, 18–21 – Upper Carboniferous – Slatviná Formation, 17–21 – South Veporicum Unit – Revúca Group, 22 – crystalline basement – biotitic granodiorites and medium grained tonalites – Kráľova hoľa Complex, 23 – geological boundaries, 24 – faults and tectonic boundaries generally: observed, approximated, covered, 25 – overthrusts lines, thrusts, 26 – primary bedding, metamorphic and mylonitic foliations; strike and dip, 27 – mineral lineations, fold b-axes; strike and dip, 28 – geological section line.



Obr. 1b. Geologická mapa jv okraja Nízkyh Tatier v oblasti Telgártu. Zostavil Madarás (2000; s použitím podkladov Plašienku, 1981, Madarása, 1998, 1999). Vysvetlivky pozri pri obr. 1a.

Fig. 1b. Geological map of the SE part of the Nízke Tatry Mts. in the Telgárt village area. Compiled by Madarás, 2000. Compiled on the basis and using the maps by Plašienka, 1981 and Madarás, 1998, 1999. Explanations see Fig. 1a.

Revúcka skupina

Revúcku skupinu ako súčasť veporika v oblasti Revúckej vrchoviny vymedzila Vozárová a Vozár (1982). Vyčlenili v nej dve súvrstvia – slatvinské (karbón) a rimavské (perm; obr. 3). Ide o súbor terigénnych sedimentov so sporadickým výskytom vulkanogénnych hornín, ktorý v sledovanom území tvorí necelých 8 km dlhé a najviac 2 km široké pásmo ťahajúce sa od sedla pod k. Tri kopce (1506 m) po k. Predná hoľa (1545 m) a ďalej asi 6 km smerom na SV do oblasti Mlynnej doliny na SZ od Vernára, kde tektonicky vyклиňuje. V bezprostrednom nadloží revúckej skupiny ležia kremence spodného triasu a karbonáty stredného triasu föderatskej jednotky. Zo S je na revúcku skupinu prešmyknutá jednotka Veľkého boku a z J je na ňu nasunutá tektonická jednotka hronika v podobe vrchnokarbónskeho nižnobocianskeho súvrstvia (sensu Vozár, in Biely et al., 1992; obr. 1a).

Slatvinské súvrstvie (karbón)

Slatvinské súvrstvie buduje spodnú časť revúckej skupiny. Na základe litostratigrafického výskumu a nálezu spór ho na typovej lokalite v južnom veporiku Planderová a Vozárová (1978) zaradili do vrchného karbónu – s rozpätím stefan C–D až autun. Reprezentujú ho jednak sedimenty pieskovcovo-fylitického charakteru a jednak bazické aj kyslé vulkanogénne horniny (obr. 3). Alpínska regionálna metamorfóza postihla horniny premenou zod-

povedajúcou spodnej časti fácie zelených bridlíc. Hrúbka súvrstvia je variabilná, niekde tektonicky redukovaná na 50, ale v oblasti styčnej zóny na V veporika v imbrikovaných šupinách predpokladáme aj vyše 600 m.

Kremenno-sericitické a chloriticko-sericitické fylity s polohami metapieskovca a metaarkózy

V skúmanom území tvoria najrozšírenejšiu litofáciu slatvinského súvrstvia. Dobré sú odkryté na severných a východných svahoch k. Tri kopce, ako aj na S od lesníckej chaty Pod zraz, kde sa fylitové a pieskovcové členy striedajú. V prípade fylitov ide o sivé, tmavosivé až sivozelené jemnozrné horniny, ktoré majú výrazne plošne paralelnú, bridličnatú textúru a sú aj pomerne silno tektonickodeformačne prepracované. V štruktúre fylitov vidno striedanie lepidoblastických a granoblastických polôh, čo pravdepodobne predstavuje reliktý pôvodnej laminácie, ktorá je dosť často pozorovateľná aj vizuálne. Hlavnou minerálnou zložkou je kremeň, sericit a chlorit. Vyšší obsah chloritu a prítomnosť karbonátu i epidotu – zoisitu svedčí o primárnom obohatení sedimentu o bazický vulkanoklastický materiál (Ivanička a Polák, 1999). Miestami (napr. na S od k. Tri kopce a v okolí k. Košarisko) sa hojnejšie vyskytujú fylity s vyšším obsahom bituminózneho prímesí, ktorá pôvodnú lamináciu zvyrazňuje. Fylity sú pozdĺž foliačných plôch často silno sekundárne prekremenované. Metapieskovce predstavujú jemnozrné až strednozrné horniny sivéj a tmavosivej farby. Tvoria zväčša 5–20 cm hrubé polohy vo fylitoch. Obsahujú detrit hlavne z kremenných, v menšej miere plagioklasových zŕn. Z akcesórií sa zistil turmalín, zirkón, rutíl a apatit. Metaarkózy predstavujú prechod z metapieskovcov do hrubších klastických facií. Sú zvyčajne svetlosivej až žltosivej farby s výrazne krehkoplasticky deformovanými klastmi kremeňa a navetraných bielych živcov.

Kremenné keratofýry a metaryolitový tuf až tufit

Pozdĺžne (cca 0,5 km) teleso metamorfovaných kremenných keratofýrov vystupuje v južnom výskyte slatvinského súvrstvia v pravom svahu doliny Zubrovica (na S od Telgártu), kde je v záreze lesnej cesty spolu s bazickými vulkanogénnymi horninami dobre odkryté. Ide o svetlé, jemnozrné húževnaté horniny žltobielej farby, masívnej aj čiastočne usmernenej, plošne paralelnej textúry. Výrazne sú porušené, popretínané hustou sieťou trhliniek vyplnených kremeňom a sčasti albitom. Horniny postihla intenzívna rekryštalizácia, ktorá sa prejavila homogenizáciou základnej hmoty. Štruktúra kremenných keratofýrov je blastoporfýrická s granoblastickou základnou hmotou. Horniny detailnejšie opísal Bajaník et al. (1979).

Telesá metaryolitového tufu až tufitu vystupujú v podobe viacerých tenkých (maximálne 20 m) šošovkovitých polôh na jv. svahu Prednej hole a v niekoľkých telesách v okolí k. Košarisko a Tri kopce v prostredí chloriticko-sericitických fylitov a metabázik. Ide o sivé až svetlosivé jemnozrné až strednozrné horniny, ktoré majú viac alebo

menej usmernenú textúru. Štruktúra je blastoporfyrická a základnej hmoty granolepidoblastická. Relikty magmatogénneho kremeňa (veľkosť zŕn neprekračuje 2,5 mm) a plagioklasu (najmä šachovnicového albitu) sú v podobe pretiahnutých šošovkovitých zŕn usmernené uprostred mikrolepidogranoblastického agregátu kremeňa, albitu, sericitu a chloritu. Akcesoricky sa vyskytuje zirkón, turmalín a magnetit.

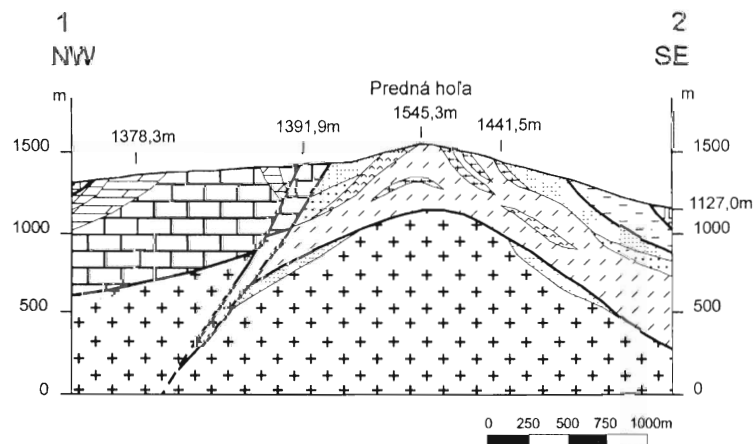
Metabazaltový tuf až tufit, epidoticko-chloritické fylity

Tento horninový súbor je najcharakteristickejšie vyvinutý v severnej časti študovaného územia (Smrečinské sedlo – 1442 m, Predná hoľa a okolie k. Košarisko), kde je na povrchu aj veľmi dobre odkrytý. Po krátkom prerušení tieto horniny pokračujú smerom na V v podobe úzkeho súvislého pruhu cez Pálenicu až do Mlynej doliny. Okrem toho vulkanogénne horniny tvoria aj malé šošovkovité polohy vystupujúce vo vyššie opísaných metasedimentoch v masíve Tri kopce. Dobré odkryvy v zárezoch lesných ciest sú aj v južnom vystupovaní komplexu – nad dolinou Zubrovice na S od Telgártu. Najrozšírenejším litologickým členom tohto súboru je metabazaltový tuf a tufit. Ide o jemnozrnné svetlozelené až tmavozelené, niekedy olivovozelené horniny, ktoré sú charakteristické laminovanou textúrou, pričom pružky sú tmavosivé alebo aj fialové, keď sa na ne viaže vyšší obsah hematitu a spekulárity (napr. odkryvy vo svahu na vrstevnicovej lesnej ceste od sedla Košarisko popod k. Tri kopce, príp. halda pri šachtici na k. Predná hoľa). Laminárnu textúru veľmi často deformuje výrazná alpínska strižná kliváž za vzniku strižných vrások mm až dm rozmerov. Takéto štruktúry možno vidieť na bralách asi 300 m na Z od k. Predná hoľa. Tektonicky postihnuté horniny majú charakter epidoticko-chloritických fylitov. Štruktúra hornín je zväčša granolepidoblastická, nematolepidoblastická zložená z asociácie nízkometamorfných minerálov. V závislosti od primárneho zloženia vulkanoklastickej horniny vznikli pri metamorfóze tieto minerálne asociácie: chlorit + albit + epidot + zoisit + kremeň; kremeň + chlorit + sericit ± albit; kremeň + chlorit + karbonáty + albit ± sericit. S týmito minerálmi sa bežne viažu rudné Fe minerály (hema-

tit, leukoxenizovaný ilmenit a magnetit). Miestami sú tieto horniny podľa foliačných plôch aj silno sekundárne silicifikované. Na hrebeni Prednej hole (200 m na S od k. 1441,5 m, ako aj priamo na k. Predná hoľa) sa v sericitických fylitoch, a najmä v metabazaltovom tufe pozorovali stopy po banských kutacích prácach (pingy, šachtica na Prednej holi), ktoré pravdepodobne súvisia s výskytom Fe zrudnenia. Niekoľko menších ping sme zaregistrovali aj 250 m na V od k. 1360 m, ako aj v telese metabázik v okolí k. Košarisko (1267,5 m). Pomerne rozsiahle prepádliská a ryhy v hornej časti Zadnej doliny (cca 500 m na Z od k. 1142,2 m) sa vyskytujú na silne zasutínanom rozhraní kvarcitov spodného triasu föderatskej jednotky s mylonitizovanými tonalitmi kráľovoholského komplexu. Zrudnenie sa tam nezistilo. Podrobnú charakteristiku všetkých zistených výskytov zrudnenia v uvedenej oblasti uvádza Petro (in Lehotský et al., 1969).

Bajaník (in Bajaník et al., 1979) opisuje v tomto horninovom súbore (ktorý zaraďuje do komplexu Prednej hole) aj telesá metabazaltov so zachovanými relikmi porfyrických a ofitických štruktúr, ako aj relikmi výrastlíc plagioklasov a pyroxénov. Geochemické údaje o metabazaltoch v oblasti Prednej hole sú pomerne skromné. Analýzu hlavných prvkov obsahuje práca Bajaníka et al. (1979), minerálov a stopových prvkov Ivana (1999). Obsah hlavných prvkov v týchto horninách je blízky zloženiu bazaltových tavenín. Obsah REE a ďalších petrogeneticky významných stopových prvkov zaraďuje metabazalty Prednej hole medzi typických predstaviteľov vápenato-alkalických bazaltov.

Bajaník (l. c.) a predtým Lehotský et al. (1969) zo sv. hrebeňa Košariska uprostred vulkanogénneho súvrstvia opísali aj tenké nesúvislé polohy tmavosivého albiticko-kremenného kryštalického vápenca s úlomkami fylitov. Obdobné karbonáty opísal aj Madarás et al. 1994 (s. 179) z oblasti Hájnice pri Hefpe, kde ich pokladali za súčasť komplexu Prednej hole, resp. príkrovu Markušky. Ich pozícia v rámci komplexu Prednej hole je sporná, pretože niekoľko pruhov kryštalického vápenca zhodného s opisom citovaných autorov, ako aj svetlého kryštalického dolomitu vystupuje aj ďalej na S od k. Košarisko a patria skôr do föderatskej jednotky.



Obr. 2. Geologický profil 1–2. Zostavil Madarás a Ivanička (2000). Vysvetlivky pozri pri obr. 1a.

Fig. 2 Geological cross section 1–2. Compiled by Madarás and Ivanička (2000). Explanations see Fig. 1a.

Rimavské súvrstvie (perm)

Rimavské súvrstvie (Vozárová a Vozár, 1982, 1988) buduje vrchnú časť revúckej skupiny. Podloží je slatvinské súvrstvie. Hranica s podložím je litologicky pozvoľná a miestami tektonicky zvýraznená (napr. oblasť Úplazu – 1554,6 m). V nadloží vystupujú polohy spodnotriasového kremenca föderatskej skupiny (obr. 3). Sedimenty rimavského súvrstvia nemajú znaky cyklickej sedimentácie. Súvrstvie je zložené z klastických sedimentov, predovšetkým hrubozrnnnej metadroby, metaarkózy a metapieskovca s polohami metazlepencov, ktoré však tvoria iba nesúvislé horizonty. Iba sprievodnou zložkou sú aj pôvodne jemnozrnné sedimenty – piesčité fylity a jemnozrnné metapieskovce. Ojedinele sa vyskytujú malé telesá ryolitov a ryolitových vulkanoklastík. Súvrstvie je permského veku (Planđerová a Vozárová, 1978; Vozárová a Vozár, 1982, 1988).

*Metamorfované arkózy a droby, miestami
s vulkanogénnym materiálom, ojedinele
polohy zlepenca a fylitické bridlice*

Tento horninový súbor z komplexu Prednej hole (v zmysle Bajanička et al., 1979) vyňala a do predajnianskeho súvrstvia začlenila Vozárová a Vozár (1988). Keďže leží v normálnom stratigrafickom nadloží slatvinského súvrstvia, zaradujeme ho do rimavského súvrstvia (perm), ktoré tvorí vrchnú časť revúckej skupiny. Jeho hlavné vystupovanie je vo forme súvislého pruhu v severnej časti územia (Prašivek – Úplaz – Predná hoľa – Mlynná dolina), kde tvorí podlozie na prešmyknutej sekvencii Veľkého boku. V oblasti Úplazu je styk s podložitým slatvinským súvrstvom tektonicky zvýraznený. Hrúbka súvrstvia v tejto oblasti je maximálne 200 m.

Metaarkózy až metadroby sú strednozrnné až hrubozrnné horniny zložené z klastických zŕn kremeňa a živcov veľkých 2–4 mm aj klastov, resp. závalkov hornín vrchnokarbónskeho slatvinského súvrstvia, ktoré boli neskôr metamorfované spolu so svojím okolím. Klasty sú veľké až 1 cm a ležia v drobnozrnnnej základnej hmote. Sedimenty sú zvyčajne dosť silno strižne deformované, zrná a úlomky bývajú intenzívne kataklaticky drvené a lineárne usmernené. Štruktúra metaarkózy a metadroby je blastopsamitická s lepidogranoblastickou základnou hmotou. Na ich mineralogickom zložení sa zúčastňuje kremeň, K živce, plagioklasy, klastická slúda, úlomky metasedimentov a ? vulkanitov, v akcesorickom množstve turmalín, zirkón, apatit a opakované minerály (pyrit, magnetit). Medzi novotvorené metamorfne minerály okrem kremeňa, sericitu, chloritu patrí aj albit, karbonáty a hematit.

Metazlepenc vystupuje v podobe tenkých šošovkovitých polôh v už opísaných horninách a kartograficky sa nedá samostatne vyčleniť. Obliaky týchto hornín veľké 0,2–2 cm sú polymiktné, pričom absolútne prevažuje kremeň a úlomky granitoidov, menej je metamorfitov. Horniny sú tiež viac alebo menej strižne (krehkoduštilné) postihnuté, spravidla majú usmernenú, niekedy až bridličnatú textúru, pričom obliaky sú šošovkovite vytiahnuté v smere foliačných plôch.

V komplexe metadroby a metaarkózy možno odlíšiť tenké polohy (10–100 cm) jemnozrnných chloriticko-sericitických fylitických bridlíc, ktoré v predmetamorfnom stave pravdepodobne zodpovedali piesčitém bridlici a sporadicky aj tenké vložky metaryolitových vulkanoklastík.

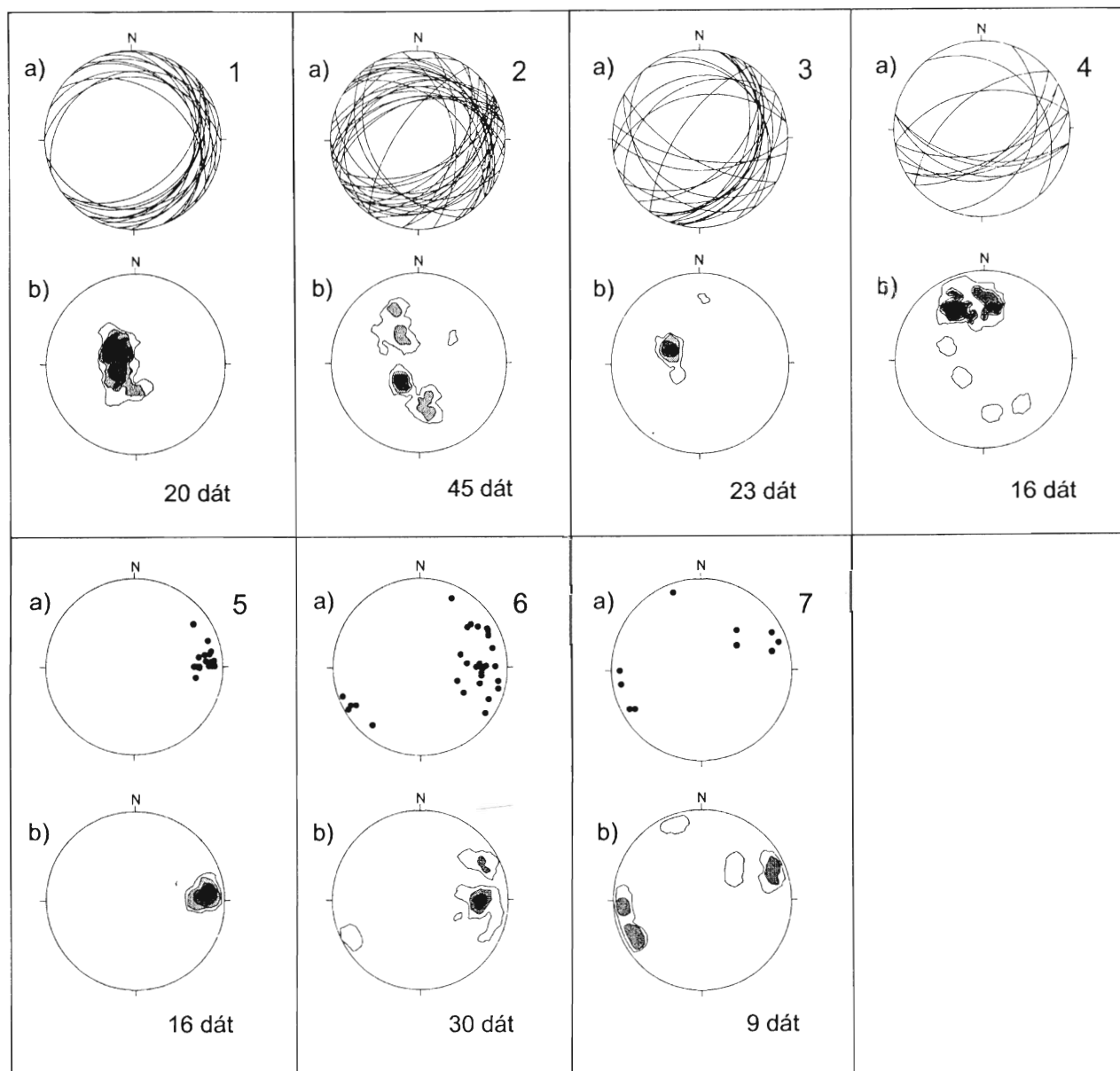
Föderatská jednotka

Obalové metasedimenty kryštalinika južného veporika sa vyčlenili a definovali hlavne v doline Dobšinského potoka a v styčnej zóne veporika a gemerika a podrobne ich charakterizoval v správe Madarás et al. (1995). Predtým sa problematike föderatskej (resp. federátskej) jednotky venoval najmä Vozár (in Bajanička et al., 1983) a Plašienka (1980, 1981, 1993). Föderatská jednotka v obmedzenom rozsahu zasahuje aj do študovanej oblasti. Na jv. svahoch Kráľovej hole sa vyskytujú relikty horninového súboru zloženého z kremenca, rauvakov, dolomitu, kryštallického vápenca a čiernych bridlíc, ktorý na základe podobnosti s mezozoickou struženickou (föderatskou) jednotkou v podloží Muránskej planiny Biely et al. (1997) považujú za jej súčasť. Stratigraficky sa členy föderatského sledu zaradili na základe litologického členenia a korelácie s obdobnými faciami triasu príbuzných jednotiek a podľa superpozície (obr. 3). Doteraz jediné určené nálezy konodontov vo vrchných členoch skupiny (Straka, 1981) umožňujú spresniť ich stratigrafické zaradenie v rámci karnu.

Telesá metakremenca (spodný trias) tvoria takmer súvislé, ale najviac iba niekoľko desiatok m hrubé pásma ťahajúce sa po východných svahoch Kráľovej hole, kde vystupujú v priamej obalovej pozícii kráľovoholského kryštalinika. V obalovej pozícii na kryštaliniku ich predpokladáme aj v podloží čiastkovej šupiny revúckej skupiny (resp. príkrovu Markušky) priamo v oblasti Prednej hole. Druhý sled kremencov vystupuje v normálnom stratigrafickom nadloží revúckej skupiny, presunutej čiastkovej šupine po oboch stranách megabrachyantiklinály od doliny Hnilca cez k. Košarisko až na južné svahy Prednej hole, kde spočívajú na metasedimentoch slatvinského súvrstvia. Vyznačujú sa zreteľným tektonickodeformačným prepracovaním, o čom svedčí ich prevrášnenie (vrásy dm rozmerov, minerálne lineácie generálne spadajúce na V).

Smerom do nadložia v kvarcitech pribúdajú polohy bridlice až vrstvy kremenca plynule prechádzajú do jemnozrnných sedimentov. Pôvodná ílovitá bridlica sa pod vplyvom nízkoteplotnej alpínskej metamorfózy zmenila na *zelenkastú sericitickú bridlicu* hodvábného lesku.

V stratigrafickom nadloží metakremenca sú najčastejšie *rauvalky a rauvakizovaný vápenec (anis)*. Nad nimi vystupujú *polohy tmavého až čierneho laminovaného kryštallického vápenca (anis – ladin)* a *bridličnatého vápenca s polohami rohovecového vápenca a tmavosivej vápnitej bridlice (ladin – karn)*. V sledovanom území vystupujú v troch väčších výskytoch: na S od Telgártu, v oblasti Holej Pálenice (s výskytom krasových javov – ponorov, vyvieraciek, závrťov) a v niekoľkých malých šupinách na tektonickom kontakte s kryštalinikom kráľovoholského komplexu v hornej časti doliny Čierneho Váhu na SZ od k. Tri kopce. Najvyšším stratigrafickým



Obr. 4. Tektonogramy mezoštruktúrnych meraní východného ukončenia Nízke Tatier z oblasti Prednej hoľe. 1 – metamorfická foliácia (bridličnatosť) granitoidov masívu Kráľovej hoľe, 2 – metamorfická foliácia hornín slatvinského súvrstvia, 3 – metamorfická foliácia hornín rimavského súvrstvia a föderatskej jednotky, 4 – metamorfická kliváž hornín revúckej skupiny a föderatskej jednotky, 5 – minerálna lineácia granitoidov masívu Kráľovej hoľe, 6 – minerálna lineácia hornín revúckej skupiny a föderatskej jednotky, 7 – osi B vrás hornín revúckej skupiny a föderatskej jednotky; a – diagramy veľkých oblúkov (planárne prvky); bodové diagramy (lineárne prvky); b – kontúrové diagramy pólů plôch (planárne prvky); kontúrové diagramy (lineárne prvky).

Fig. 4. Tectonodiagrams of mesostructures measurements from the eastern part of the Nízke Tatry Mts. (Predná hoľa Mt. area). 1 – metamorphic foliations of the granitoid rocks of the Kráľova hoľa Mt. massive, 2 – metamorphic foliations of the Late Paleozoic metasediments and metavolcanics of the Slatviná Formation, 3 – metamorphic foliations of the Rimava Formation and Foederata Unit, 4 – metamorphic cleavage of the rocks of the Revúca and Foederata Units, 5 – mineral lineations of granitoid rocks of the Kráľova hoľa Mt. massive, 6 – mineral lineations of the rocks of the Revúca and Foederata Units, 7 – Fold b – axes of the rocks of the Revúca and Foederata Units; a – Great circle diagrams (planar data); point diagrams (linear data), b – Contour pole point diagrams (planar data); contour diagrams (linear data).

členom sú *telesá sivého až tmavosivého rozpadavého dolomitu (karn – norik)*. Na S od k. Tri kopce vystupujú spolu s kremencami pravdepodobne ako tektonické šúpi-ny ležiace na slatvinskom súvrství revúckej skupiny.

Jednotka Veľkého boku

Mladopaleozoicko-mezozoický súbor hornín revúckej skupiny a föderatskej jednotky ohraničuje na S pozdĺž

ekvivalentu pohorelskej línie (resp. úplazského zlomu – Plašienka, 1995; obr. 1) prešmyknutá jednotka Veľkého boku. Podrobný litologický opis uvádza Biely et al. (1997) a Polák (in Mello et al., 2000). Horniny *triasového veku* sú v spodnej časti reprezentované rauvákmi. Nad nimi vystupujú polohy ramsauského dolomitu (ladin), lunzké vrstvy (karn), hlavný dolomit (karn – norik), sivý lavicovitý dolomit (stredný – vrchný trias) a plošne najrozšírenejší je karpatský keuper (norik). *Jurské sedimenty* sú v tejto oblasti zastúpené prevažne karbonátmi spodného liasu a vápencovým komplexom strednej a vrchnej jury. *Spodnú kriedu (titón–hoteriv)* zastupuje sivý, tmavosivý slienitý vápenec, slieň a slienité bridlice, ktoré vystupujú v najvrchnejšej časti megabrachyantiklinály najmä na V od k. Človečia hlava (1268 m). Mladšie súvrstvia sekvencie Veľkého boku v študovanom území nevystupujú.

Hronikum (chočský príkrov)

Hlavné teleso chočského príkrovu (v mape nerozlíšené) lemuje jednotku Veľkého boku zo S. Z J je veporický obalový sled v podobe revúckej skupiny a föderatskej jednotky prekrytý vrchnokarbónskymi sedimentmi. V súlade so všeobecne prijímanou koncepciou tieto sedimenty v mape predbežne zaradujeme do hronika, ale, ako uvedieme ďalej, máme dôvod predpokladať, že ich tektonická pozícia je iná než hronická. Sedimenty vystupujú v rámci vrchnokarbónskeho nižnobiačianskeho súvrstvia (*tmavosivá bridlica a pieskovec, miestami šošovky zlepenca a bazických vulkanoklastík*). Žilné teleso *dioritov* permského veku (Vozár in Biely et al., 1992) sa nachádza na Z od Vernára na sz. svahu Barbolice (k. 1013,0), kde preráža nižnobiačianske súvrstvie a je prekryté vápencovo-dolomitovým komplexom vernárskeho príkrovu ako čiastkového príkrovu silicika. Malužinské súvrstvie permského veku vystupuje na východnom okraji študovaného územia. Tvoria ho polohy *pestrofarebného zlepenca, pieskovca a bridlice*.

Silicikum (vernársky príkrov)

V tektonickom nadloží hronika a na východnom i južnom úpätí Kráľovej hole priamo na kryštaliniku, resp. na obalových telesách metakremena leží rozsiahle teleso vernárskeho príkrovu. V južnej a východnej časti ho reprezentujú skýtske bodvasilašské a sinské vrstvy (verfénske súvrstvie) – pestré ílovité, ílovitopiesčité bridlice s polohami jemnozrnného pieskovca; ílovité a slienité bridlice, vápnitý pieskovec a vápenec. Masív Gregovej budujú paleoryolity s polohami pestrých bridlíc a oblast' od Zadnej doliny cez dolinu Hnilca až po Vernár stredotriasový – vrchnotriasový vápencovo-dolomitový komplex.

Diskusia o veku hornín v oblasti Prednej hole

Vekové určenie komplexu Prednej hole sa opieralo o palynologický výskum (Planderová in Bajaník et al., 1979). Skúmali sa vzorky zo siedmich lokalít, pričom

iba v troch sa zložitými maceračnými postupmi získali pomerne bohaté spoločenstvá peľových spór (palynomorf). Časť palynomorf bola tlakom zdeformovaná a grafitizovaná, čo sťažilo ich identifikáciu, ale prevažná časť sa zachovala, čo potvrdzuje, že stupeň premeny hornín nebol prívelký a P-T podmienky metamorfózy neprekročili rozsah fácie zelených bridlíc. Pozitívne vzorky s obsahom pomerne zachovaných palynomorf boli z lokality Tri kopce (k. 1506,2 m); Predná hoľa (k. 1545,3 m) a Košarisko (k. 1267,5 m) – Svätá voda a všetky boli odobraté z fylitov. Zistené spoločenstvá palynomorf boli určené na všetkých troch lokalitách ako strednodevónske až vrchnodevónske a niektoré zasahovali až do spodného karbónu, ale Planderová (in Bajaník et al., l. c.) predpokladala, že „v našom prípade ide najskôr o vrchný devón“. Ďalej konštatovala, že sa veľké mikrospóry vyskytujú v strednom devóne a vo vrchnom karbone, pričom odlišovacie znaky devónskych pseudosakátnych spór od karbónskych monosakátnych sú výrazné a jednoznačné. Vek komplexu Prednej hole bol teda pomerne jednoznačne stanovený ako devónsky. Planderová (1991) v rozsiahlejšej práci, syntetizujúcej predchádzajúci výskum v kryštaliniku Nízkych Tatier, vek komplexu Prednej hole (s. 93) posúva už do vrchného devónu, prípadne na bázu spodného karbónu (turnénu), ale z lokality Košarisko-Svätá studňa uvádza iné spoločenstvo palynomorf, aké sa vyskytuje v predchádzajúcej práci a v priložených tabuľkách. Z určiteľných spór uvádza druh rodu *Densoisporites* sp., *Lycospora imperialis* JANS., *Taeniaesporites* sp., *Cirratridatites* sp. Tieto druhy sú rozšírené v mladšom paleozoiku (karbón). Planderová a Vozárová (1978) rovnaké spoločenstvá palynomorf z lokality Turčok (slatvinské súvrstvie) určili ako vrchný karbón (stefan C–D), pričom sa tu miešajú dve flóry, staršia vestfálska B–C a mladšia stefanská C–D, čo sa vysvetľuje preplavením staršej mikroflóry do mladšieho súvrstvia. Pravdepodobne je to aj prípad komplexu Prednej hole, pričom je možné, že sa tu vyskytujú aj preplavené devónske a spodnokarbónske spóry.

Zistené poznatky spochybňujú predchádzajúce určenie veku komplexu Prednej hole a posúvajú ho do vrchného karbónu, najmä keď horniny z oblasti Rochoviec – vrt KV-3 (Klinec a Planderová, 1981) a Hnúštie (grafitické kvarcity; Klinec a Planderová, 1979), ktoré patria do slatvinského súvrstvia, boli vekovo určené ako spodnodevónske až strednodevónske, resp. silúrsko-spodnodevónske. Z rovnakej oblasti (územie medzi Slavošovcami a Hladomornou dolinou) stanovila Snopková (in Vozárová a Vozár, 1988, s. 239) vrchnovestfálsky a stefanský vek slatvinského súvrstvia. Tieto horniny sú na rozdiel od lokality Turčok metamorfovanéjšie a preteplené účinkom permských a alpínskych granitoidov, a preto sa palynomorfy zachovali horšie. Naznačila to aj Planderová (1991; s. 84, obr. 6) v klasifikačnej škále postihu exiny palynomorf metamorfózou, podľa ktorej platí, že čím je palynomorfa metamorfovanéjšia, tým je horšie zachovaná a určiteľná, ale (podľa príkladov v uvedenej tabuľke) aj staršia, čo nemôže byť spoľahlivým kritériom vekového určenia.

Tektonika

Študované územie budujú najmenej tri základné tektonické jednotky, a to veporikum, na ktoré je z JV nasunutá hronikum (chočský príkrov) a na ňom leží v príkrovej pozícii karbonátový komplex silicika vernárskeho príkrovu. Posledné dve jednotky tvoria južnú perifériu mapovaného územia, preto sa bližšie neštudovali. Predmetom diskusií je prítomnosť gemerika (karbón zaradovaný do nižnobocianskeho súvrstvia).

Do veporika zaradujeme granitoidy masívu Kráľovej hole hercýnskeho veku, revúcky a föderatský obalový sled a jednotku Veľkého boku. Granitoidy (tonality) čiastkového príkrovu Vápenice nesú takmer výlučne znaky alpského prepracovania (obr. 4–1) a hercýnske deformačné štádiá sa vo vrchnej šupine kryštalinika spoľahlivo nepreukázali. Vulkanikosedimentárne horniny slatvinského súvrstvia, prevažne klastické horniny rimavského súvrstvia a triasové, prevažne karbonátové horniny föderatskej jednotky, boli alpínsky metamorfované za P-T podmienok dosahujúcich stredný stupeň fácie zelených bridlíc. Celá skupina hornín má znaky alpského deformačného štádia AD₁, ako aj naloženého deformačného štádia AD₂ – AD₆ v zmysle Plašienku (1981, 1993, 1995, 1999).

Najvýraznejšie a penetračne sa vo všetkých horninových súboroch prejavujú štruktúrne prvky *deformačného štádia AD₁*. *Alpínska foliácia (metamorfna bridličnatosť) S₁* (obr. 4–1, 2, 3) je nízkouhlová až subhorizontálna, plochy upadajú pod miernym až stredným sklonom na S, V a J. Z nameraných údajov vrstvomitosti vyplýva, že v severnej časti územia upadajú pomerne strmo (50°) na S pod jednotku Veľkého boku, v centrálnej a južnej časti miernejšie na J pod karbón nižnobocianskeho súvrstvia. S₁ reprezentuje kompresnú (násunovú) etapu, počas ktorej horniny podľahli pomerne silnému strižnému prepracovaniu. Spolu s foliáciou S₁ sa vo fundamente a v obale vytvárala *lineácia L₁* (obr. 4–5, 6), čiže lineácia natiahnutia minerálov viažuca sa na subhorizontálne duktilné strižné zóny a generálne reprezentujúca smer tektonického transportu. Upadá pod miernym uhlom na SV až V rovnako ako v celej východnej časti veporika. Definovaná je v kryštaliniku biotitom, svetlou sludou a kremeňom, v obalových sledoch kremeňom, svetlou sludou a kalcitom. Pomerne zriedka sa v obalových metasedimentoch vyskytujú *vrásky F₁*. Väčšinou sú zovreté, izoklinálne a asymetrické. Osi mm–dm vrások majú smer SV–JZ a sklon okolo 15° zväčša na V (obr. 4–7). Pokiaľ v plastických metasedimentoch fylitového charakteru sú vrásky pomerne zriedkavé a nachádzajú sa skôr len odškrtene stlačené jadrá medzi plochami metamorfnej bridličnatosti, prítomnosť kompletných vrás v telesách rigidného kremeňa je dôkazom duktility prostredia pri alpínskej metamorfóze.

Plašienka (1993, 1999) za súčasť deformačného štádia AD₁ pokladá aj extenznú etapu (AD_{1,2}) a spája ju s výzdvihom a extenzným „odstrešením“ (unroofing) metamorfovaných veporických komplexov spod tektonického nadložia. Na východných svahoch Kráľovej hole a v oblasti Prednej hole sa extenzná etapa prejavuje vznikom extenzných žíl V₁ (viditeľných najmä v rigidnom kvarci-

te) a subhorizontálnych duktilných strižných zón, po ktorých šupiny kryštalinika, ale aj obalu (vrchná čiastková šupina Prednej hole korelovaná s príkrovom Markušky) sklzáli najmä na V (v dnešných geografických koordinátach) z dvíhajúcej sa klenby Kráľovej hole. Táto etapa je dobre doložená najmä z východnej časti styčnej zóny veporika a gemerika (Hók et al., 1993).

Deformačné štádium AD₂ sa podobne ako v iných častiach veporika (Plašienka, 1999) prejavuje tvorbou *priečnej kliváže S₂* (obr. 4–4) ako kliváže osovej roviny vzperových vrás F₂, *intersekčnej lineácie L₂* a ďalších štruktúr orientovaných v smere JZ–SV. Ich vznik súvisí s kompresiou v smere SZ–JV (prešmykové zóny so severnou vergenciou a postupne S–J a transpresným sinistrálnym charakterom štruktúr vo fundamente, napr. pohorelská línia – Hók a Hraško, 1990; Madarás et al., 1994). Dva smery minerálnych lineácií (generálne SV–JZ a V–Z) sa vyskytujú najmä v obalových sledoch (dve maximá na obr. 4–6), ale spozorovali sa aj v kryštaliniku (Hók a Hraško, l. c.; Madarás et al., l. c.). Toto kompresné, resp. transpresné štádium malo rozhodujúci vplyv na formovanie brachyantiklinálnej stavby juhoveporického obalu v sledovanej oblasti, ale aj obdobnej vrásovej stavby jednotky Veľkého boku. Podľa Plašienku (pozri už uvedený prehľad) štádium AD₂ nasledovalo až po AD₁, ale vznik priečnej kliváže a intersekčnej lineácie L₂ možno predpokladať aj v nasledujúcej fáze štádia AD₁, pred uplatnením extenzných procesov (AD_{1,2}).

V zmysle Plašienku (1993, 1999) ďalšie deformačné štádiá (AD₃–AD₆) prebiehali v krehkých podmienkach, už po sformovaní hlavnej tektonickej stavby oblasti. Súviseli s presúvaním vyšších príkrovov a ďalšou reaktiváciou dextrálnych a sinistrálnych strižných zón. Hoci na celkový tektonický obraz skúmanej oblasti nemali rozhodujúci vplyv, prejavili sa vznikom priečných zlomov a rotáciou horninových blokov (napr. oblasť Troch kopcov – 1506,2 m). Tri maximá na obr. 4–2 zodpovedajú pravdepodobne rozdielne orientovaným priebehom metamorfnej bridličnatosti medzi Troma kopcami a Prednou hoľou.

Mezozoické komplexy jednotky Veľkého boku vystupujú vo všeobecnosti v tektonickom nadloží revúckej skupiny a v podloží chočského príkrovu. Na základe celkovej tektonickej stavby a analýzy možno komentovať tektonický styk revúckej skupiny a jednotky Veľkého boku ako výraznú prešmykovú líniu sklonenú na S, resp. SZ (cca 70–80°), podľa ktorej nastal spätný prešmyk jednotky Veľkého boku na revúcku skupinu. Keďže táto línia je zároveň styčnou zónou severoveporického a juhoveporického obalového sledu, možno ju korelovať s východným pokračovaním pohorelskej línie tak, ako to naznačuje Madarás et al. (1994).

Samotné litostratigrafické jednotky sekvencie Veľkého boku sú v sledovanej oblasti výrazne zvrásnené (Kettner, 1938a; Biely, 1961; Ivanička a Polák, 1999). Vytvárajú vrásky rozličnej amplitúdy veľké od dm do niekoľko sto metrov. Najvýraznejšia z nich je vrása na južných svahoch Človečej hlavy a v Mlynnej doline, ktorá tvorí juhovergentnú antiklinálu s osou sklonenou na V. Jadro tvoria karbonáty triasu a spodného liasu, krídla zvrásnené

rigidné vápence dogeru – malmu a spodnej kriedy. Na S sa sekvencia Veľkého boka ponára pod komplexy vrchno-paleozoických hornín chočského príkrovu. Kontakt je sprostredkovaný na presunovej ploche, ktorá je sklonená na S, resp. SZ pod sklonom 25, resp. 30° (obr. 1a).

Podobný brachyantiklinálny charakter má oblasť Prednej hole (obr. 2). Obalový sled vystupuje v podobe autochtónnej časti a rozsiahlej čiastkovej šupiny, ktorú možno korelovať s príkrovom Markušky (Plašienka, 1981, 1984), resp. čiastkového príkrovu Prednej hole (Putiš, 1989). Autochtónny (resp. paraautochtónny) obal tvoria kremence spodného triasu a v normálnom stratigrafickom nadloží nad nimi vystupujúce stredotriasové karbonáty a rauvaky, ktoré ležia priamo na kryštalickom podloží. Takúto situáciu možno pozorovať v hornej časti doliny Čierneho Váhu (Mäsiarka), v oblasti ponoru Hnilca (Holá Pálenica), kde vystupujú karbonáty a rauvaky, a na úpätí Kráľovej skaly na S od Telgártu, kde vystupujú telesá kremenca, karbonáty a rauvaky. Čiastková šupina sa skladá zo slatvinského súvrstvia (karbón), rimavského súvrstvia (perm) a čiastočne aj föderatskej jednotky (trias). Ako naznačuje pozícia najmä triasových metasedimentov v oblasti k. 1451 m (na SV od Troch kopcov), aj samotná čiastková šupina je intenzívne tektonizovaná a zložená z viacerých menších šupín. V zrejmej tektonickej pozícii na vlastnom autochtónnom obale leží čiastková šupina slatvinského súvrstvia v hornej časti doliny Zubrovica (obr. 1b).

Problematická je pozícia karbónskych sedimentov v nadloží obalového sledu veporika a v bezprostrednom podloží silická. Zaradovali sa raz do gemerika (c. f. Klíneč, 1976, a i.), inokedy do hronika (c. f. Vozárová a Vozár, 1988; Biely et al., 1992 a i. pozri prehľad vyššie). Opodstatenejšie sa ukazuje zaradenie do obalového sledu veporika (teda do slatvinského súvrstvia), rovnako ako napr. v mape v mierke 1 : 200 000 – list Vysoké Tatry (Fusán et al., 1963), alebo do gemerika (ochtinská skupina, hámorské súvrstvie) tak, ako predpokladá Plašienka a Soták (in press). Vedú nás k tomu litologická, veková a metamorfná príbuznosť so slatvinským súvrstviem, ako ho vyčlenila Vozárová a Vozár (1982), alebo s hámorským súvrstviem (Vozárová a Vozár in Bajaník et al., 1983), a napokon aj zhodné deformačné prvky (priebeh vrás, foliácií, lineácií) a deformačné štádiá s juhoveporickým obalovým sledom.

Súčasný geologický obraz územia v rozhodujúcej miere formovala alpínska zlomová tektonika. Výrazné sú zlomovo-prešmykovo-násunové línie „pohorelského smeru“, t. j. smeru VSV–ZJZ, ktorými prestupujú a ktoré porušujú mladšie zlomy smeru SV–JZ až S–J najmä v oblasti Prednej hole, ako aj séria zlomov smeru SZ–JV v doline Zubrovica na S od Telgártu (obr. 1).

Alpínsky tektonický vývoj charakterizuje nízkoteplotná alpínska metamorfóza veporika *en bloc* (kryštalínikum a obalové sekvencie – föderatská, veľkobocká), tektonická štrukturalizácia kryštalického podložia a obalu v *kompresnom režime* (prešmykové tektonické línie, príkrovové šupiny). Kompresný režim spätý s prešmykmi a násunmi so severnou vergenciou (v dnešných koordinátach)

sa vo veporiku začal meniť na *transpresný*, čo dokazujú strečingové lineácie (lineácie predĺženia minerálov) v kryštalíniku, ale aj v obalových sekvenciách (obr. 4–5, 6) a tektonické línie typu pohorelskej (c. f. Hók a Hraško, 1990; Madarás et al., 1994), pozdĺž ktorých sa zblížili rozličné metamorfované komplexy kryštalínika, až laterálne preskupili čiastočne faciálne rozdielne typy obalu (föderatského, veľkobockého). V gemeriku v režime transpresie vznikali strižné zóny (Grecula et al., 1990) orientované obdobne ako v kryštalíniku veporika.

Kým v okrajových zónach severného veporika doznievala transpresia, v centrálnej sa tektonický režim začal meniť na *extenzný*, resp. *transtenzný*, až sa extenzia postupne stala určujúcim tektonickým režimom celej oblasti vrátane obalových členov. Na časovú súsladnosť transpresie na S a extenzie v centre, resp. v južných zónach veporika poukazuje identický, resp. málo odlišný rádiometrický vek hornín (c. f. Cambel et al., 1990; Maluski et al., 1993; Dallmeyer et al., 1993; Kováč et al., 1994). Proces odstrešovania (unroofing) a sklzávania horninových súborov s vergenciou na V je evidentný najmä na východnom okraji veporika, na styku s gemerikom a vyššími príkrovmi. V kryštalíniku sa extenzia prejavila jednak vznikom subhorizontálnych mylonitových (strižných) zón (napr. masívu Kráľovej hole), zmenou pôvodne násunových línií na poklesové – listrické zlomy (napr. pohorelská tektonická zóna – c. f. Hók a Hraško, 1990; Madarás et al., 1994, 1996) a vznikom minerálnych lineácií smerovo takmer totožných, resp. zhodných s transpresnými. Extenzný režim zostal určujúcim tektonickým fenoménom aj po skončení hlavných fáz alpínskeho vrásnenia v tejto oblasti vo vrchnej kriede, ale záverečná fáza deformácie prebiehala v krehkých podmienkach (Hók et al., 1993). Konečným prejavom odstrešovania je vykľutie celého masívu Kráľovej hole, vo vrcholovej časti klenieb obnaženie kryštalínika, oderodovanie zvyškov sedimentárneho obalu a sklzánutie vyšších príkrovov a príkrovových šupín do depresí (chočského príkrovu na S, silického – vernárskeho – na V a muránskeho na JV), kde majú v súčasnosti charakter extenzných alochtónov.

Záver

Hlavným cieľom našej štúdie bolo ozrejmiť tektonickú pozíciu mladopaleozoicko-mezozoického-vulkanickosedimentárneho súboru hornín na východných svahoch Kráľovej hole. Pri tvorbe regionálnej geologickej mapy Slovenského raja, Galmusa a Hornádskej kotliny (Mello et al., 2000) Ivanička a Madarás (in Mello et al., l. c.) navyše zmapovali a reambulovali územie východných svahov Kráľovej hole v okolí Prednej hole. Spresnený kartografický obraz umožňuje korigovať doterajší výskum a na základe rešeršného prehodnotenia vekového zaradenia komplexu aj predložiť novú koncepciu jeho stratigraficko-tektonickej príslušnosti.

Naša koncepcia sa opiera o výskum styčnej zóny medzi veporikom, gemerikom a oblasťou doliny Dobšinského potoka (Kováč a Hók, 1994; Hók, Kováč a Madarás, 1993; Madarás et al., 1995; Madarás, 1998), kde autori prvý raz

vyjadrili predstavu o litologickej, stratigrafickej a tektonickej príbuznosti föderatskej obalovej jednotky a komplexu Prednej hole, čím iba nadviazali na staršie, najmä Plašienkove idey (c. f. prehľad vyššie). Z takéhoto pohľadu sa komplex Prednej hole javí len ako čiastková tektonická šupina, resp. príkrov obalového sledu južného veporika. Stratigraficky najspodnejšia časť tejto šupiny je korelovateľná s vrchnokarbónskym slatvinským súvrstvom, perm s rimavským súvrstvom a trias s föderatskou jednotkou. V oblasti Prednej hole (analogicky s dolinou Dobšinského potoka) sa identifikovali najmenej dva čiastkové sledy obalu. Spodný (v autochtónnej, príp. paraautochtónnej pozícii priamo na kryštaliniku) sa skladá hlavne zo spodnotriasových hornín (prevažne z kremenca), v menšej miere z triasových karbonátov (hlavne rauvakov) föderatskej jednotky. Vrchný sled (v podobe jednej alebo viacerých čiastkových šupín, resp. príkrovov), ktorý sa dá korelovať s juhoveporickým príkrovom Markušky (Plašienka, 1984, 1993, 1995), obsahuje hlavne horniny slatvinského súvrstvia (fýlit, metapieskovce, meta-zlepenec, kyslé a bazické vulkanity, metatuf a metatufit a metadobru), rimavského súvrstvia (metaarkózu a polohy kyslých a bazických vulkanitov a ich tufu) a föderatskej jednotky (spodnotriasový metamorfovaný kременec, strednotriasové karbonáty).

V novom pohľade sa stráca potreba osobitne vyčleňovať komplex Prednej hole, pretože jeho horninová náplň a pravdepodobne aj vekové zaradenie sú zhodné so slatvinským a rimavským súvrstvom. Karbonátové horniny zase prejavujú afinitu k obalovému sledu kryštalinika južného veporika (föderatskej jednotky).

Rieši sa aj otázka pokračovania pohorelskej línie smerom na V, pretože zaradením vulkanickosedimentárneho komplexu Prednej hole do obalových jednotiek južného veporika sa pohorelskou líniou javí tektonický kontakt medzi revúckou, resp. föderatskou jednotkou a jednotkou Veľkého boku.

Podakovanie. Práca vznikla v rámci projektu 110 Geologická mapa Slovenského raja, Galmusa a Hornádskej kotliny (vedúci projektu J. Mello) a 130, resp. 130/02 Tektogenéza sedimentárnych paniev (vedúci projektu J. Janočko, resp. P. Kováč). Za významnú pomoc pri mapovaní R. Vojtkovi.

Literatúra

Bajaník, Š., Biely, A., Miko, O. & Planderová, E., 1979: O paleozoickom vulkanickosedimentárnom komplexe Prednej hole (Nízke Tatry). *Geol. Práce, Spr.*, 73, 7–28.
 Bajaník, Š., Hanzel, V., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. & Vozárová, A., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – východná časť, 1 : 50 000. Bratislava, GÚDŠ, 223.
 Biely, A., 1956: Správa o základnom geologickom výskume na severovýchodných svahoch Kráľovej hole. *Manuskript – archív GSSR, Bratislava*, 35.
 Biely, A., 1961: Poznámky ku geológii mezozoika, „koreňových zón“ vo veporidách. *Geol. Práce, Spr.*, 21, 109–126.
 Biely, A., Beňuška, P., Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Ivanička, J., Kohút, M., Klinec, A., Lukáčik, E., Maglay, J., Miko, O., Pulec, M., Putiš, M. & Vozár, J., 1992: Geologická mapa Nízkych Tatier. Regionálne geologické mapy Slovenska 1 : 50 000. Bratislava, GÚDŠ.

Biely, A., Bujnovský, A., Vozárová, A., Klinec, A., Miko, O., Halouzka, R., Vozár, J., Beňuška, P., Bezák, V., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P., Lukáčik, E., Maglay, J., Molák, B., Pulec, M., Putiš, M. & Slavkay, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000. GSSR. Vyd. D. Štúra, Bratislava, 232.
 Cambel, B., Král, J. & Burchart, J., 1990: Isotope geochronology of crystalline complexes in the Western Carpathians. *Bratislava, Veda*, 183.
 Dallmeyer, R. D., Neubauer, F. & Putiš, M., 1993: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age controls for the Pre-Alpine and Alpine tectonic evolution of nappe complexes in the Western Carpathians. In: Pitoňák, P. & Spišiak, J. (Eds.). *Pre-Alpine events in the Western Carpathians Realm*, 11–20.
 Fusán, O., Bystrický, J., Kamenický, L., Chmelík, F., Matějka, A. & Sokolowski, S., 1963: Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000, M-34 – XXVII Vysoké Tatry. Bratislava, GÚDŠ.
 Grecula, P., Návesňák, D., Bartalský, B., Gazdačko, L., Németh, Z., István, J. & Vrbatovič, P., 1990: Shear zones and arc structure of Gemericum, the Western Carpathians. *Mineralia Slov.*, 22, 2, 97–110.
 Hók, J. & Hraško, L., 1990: Deformačná analýza západného úseku pohorelskej línie. *Mineralia Slov.*, 22, 69–80.
 Hók, J., Kováč, P. & Madarás, J., 1993: Extenzná tektonika západného úseku styčnej zóny gemerika a veporika. *Mineralia Slov.*, 25, 172–176.
 Ivan, P., 1999: Geochémia a geodynamická pozícia staropaleozoického bazického vulkanizmu Západných Karpát. [Habilitačná práca.] *Manuskript – archív PF UK, Bratislava*, 96.
 Ivanička, J., 1965: Geologické pomery územia západne Vernáru. [Diplomová práca.] *Manuskript – archív Kat. geol. a paleont. PF UK, Bratislava*, 63.
 Ivanička, J. & Polák, M., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape územia medzi Prostredným vrchom, Vernárom a Hranovnickým plesom. Čiastková záverečná správa. *Manuskript – archív GSSR, Bratislava*, 17.
 Kettner, R., 1937a: Geologická stavba severného svahu Kráľovej hole v okolí Liptovské Teplice (Nízke Tatry). *Rozpr. II. tř. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd*, 47, 7, 1–18.
 Kettner, R., 1937b: Geologické pomery okolí Vernáru na Slovensku. *Rozpr. II. tř. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd*, 47, 8, 1–11.
 Klinec, A., 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier Slovenské rudohorie-stred, Nízke Tatry-východ. Regionálne geologické mapy Slovenska 1 : 50 000. Bratislava, GÚDŠ.
 Klinec, A. & Planderová, E., 1979: Paleozoické metamorfity z oblasti Hnúšte. *Geol. Práce, Spr.*, 72, 193–194.
 Klinec, A. & Planderová, E., 1981: Otázka stratigrafickej jednoty série Hladomornej doliny. *Geol. Práce, Spr.*, 75, 13–18.
 Korikovskij, S. P., Putiš, M. & Boronikhin, V. A., 1992: Anchimetamorphism of Permian sandstones of the Stružník group in the Nízke Tatry Mts. (Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 43, 2, 97–104.
 Kováč, M., Král, J., Márton, E., Plašienka, D. & Uher, P., 1994: Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: Geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. *Geol. Carpath.*, 45, 83–96.
 Kováč, P. & Hók, J., 1994: Geologická stavba federátskej skupiny v doline Dobšinského potoka. In: Gargulák, M., Beňka, J., Határ, J., Hók, J., Hraško, L., Ivanička, J., Kováč, P., Kováčik, M., Martinický, L., Vozár, J. & Vozárová, A. (Eds.). *Etapová správa za čiastkový projekt Zákonitosti vzniku a lokalizácie rudných ložísk v styčnej zóne veporika a gemerika. Název projektu. Výskum nerastných surovín Slovenska, 1991–1993. Manuskript – archív GSSR, Bratislava*, 245.
 Krist, E., Korikovskij, S. P., Putiš, M., Janák, M. & Faryad, S. W., 1992: Geology and Petrology of Metamorphic Rocks of the Western Carpathian Crystalline Complexes. *Comenius University, Bratislava*, 324.
 Kubiny, D., 1959: Zpráva o prehľadnom geologickom mapovaní v širšom okolí Kráľovej hole. *Geol. Práce, Spr.*, 16, 143–176.
 Lehotský, I., Klinec, A., Petro, M., Hanzel, M., Zelman, J., Marschalok, R. & Ďurovič, V., 1969: Základný výskum kryštalinika veporid. Záverečná správa za list Pohorelá 1 : 50 000. *Manuskript – archív GSSR, Bratislava*, 256.

- Madarás, J., Putiš, M. & Dubík, B., 1994: Štruktúrna charakteristika stredného úseku pohorelskej tektonickej zóny. *Mineralia Slov.*, 26, 3, 177–191.
- Madarás, J., Hók, J., Kováč, P., Mello, J., Ivanička, J., Vozár, J., Vozárová, A., Hraško, L., Lexa, O., Kucharič, L., Grand, T. & Šefara, J., 1995: Geologicko-štruktúrna analýza styčnej zóny gemerika a veporika v oblasti Rochovce – Dobšiná. *Manuskript – archív GSSR, Bratislava*, 101.
- Madarás, J., Hók, J., Šiman, P., Bezák, V., Ledru, P. & Lexa, O., 1996: Extension tectonics and exhumation of crystalline basement of the Veporicum unit (Central Western Carpathians). *Slovak Geol. Mag.*, 3–4, 179–183.
- Madarás, J., 1998: Geologická mapa východnej časti masívu Kráľovej hole, masívu Trestníka a hornej časti doliny Dobšinského potoka 1 : 25 000, listy M-34-113-A-d; -B-c; -C-b; -D-a. Ročná správa za rok 1997. Úloha: 12-01-9/110 Geologická mapa Slovenského raja, Hornádskej kotliny a Galmusa v mierke 1 : 50 000 s textovými vysvetľivkami. *Manuskript – archív GSSR, Bratislava*, 37.
- Madarás, J., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape oblasti Kráľovej hole medzi Troma kopcami, Prednou hoľou a Telgártom. Čiastková záverečná správa. Úloha: 12-01-9/110 Geologická mapa Slovenského raja, Hornádskej kotliny a Galmusa v mierke 1 : 50 000 s textovými vysvetľivkami. *Manuskript – archív GSSR, Bratislava*, 24.
- Maluski, H., Rajlich, P. & Matte, Ph., 1993: ^{40}Ar – ^{39}Ar dating of the Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophysics (Amsterdam)*, 223, 313–337.
- Mazzoli, C. & Vozárová, A., 1989: Further data concerning the pressure character of the Hercynian metamorphism in the West Carpathians (Czechoslovakia). *Rendiconti della Soc. Ital. di mineralogia e petrologia*, 43–3, 635–642.
- Mello, J., Filo, I., Havrila, J., Ivanička, J., Madarás, J., Németh, Z., Polák, M., Pristaš, J., Vozár, J., Koša, E. & Jacko, S. jun., 2000: Geologická mapa Slovenského raja, Galmusa a Hornádskej kotliny. Regionálne geologické mapy Slovenska 1 : 50 000. *MZP SR – Šiatmy geologický ústav D. Štúra, Bratislava*.
- Planderová, E., 1991: Vplyv metamorfózy na palynomorfy a syntéza polynostratigrafického výskumu kryštalinika Nízkych Tatier. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 14, 73–103.
- Planderová, E. & Vozárová, A., 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporid. *Geol. Práce, Spr.*, 70, 129–142.
- Plašienka, D., 1979: Tektonické profily stružnickej jednotky na severovýchodných svahoch Kráľovej hole. In: *Maheľ, M. (Ed.): Tektonické profily Západných Karpát. Konferencie, sympóziá, semináre. Bratislava, GÚDŠ*, 179–184.
- Plašienka, D., 1980: Nappe position of the Hladomorná dolina group on the Foederata group in the Dobšiná half – window. *Geol. Carpath.*, 31, 4, 609–617.
- Plašienka, D., 1981: Tektonické postavenie niektorých metamorfovaných mezozoických sérií veporika. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – archív SAV Bratislava*, 153.
- Plašienka, D., 1984: Príkrov Markušky – zväzujúci element gemerika a veporika? *Mineralia Slov.*, 16, 2, 187–193.
- Plašienka, D., 1993: Structural pattern and partitioning of deformation in the Veporic Foederata cover unit (Central Western Carpathians). In: *Rakús, M. & Vozár, J. (Eds.): Geodynamic model and deep structure of the Western Carpathians. Conf., Symp., Sem., D. Štúr Inst. Geol., Bratislava*, 269–277.
- Plašienka, D., 1995: Cleavages and Folds in Changing Tectonic Regimes: The Veľký Bok Mesozoic Cover Unit of the Veporicum (Nízke Tatry Mts., Central Western Carpathians). *Slov. Geol. Mag.*, 2/95, 97–113.
- Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. *Bratislava, Veda*, 127.
- Plašienka, D. & Soták, J., 2001: Stratigrafické a tektonické postavenie karbónskych sedimentov v doline Furmanec (Muránska planina). *Mineralia Slov.*, 33, 29–44.
- Plašienka, D., Janák, M., Hacura, A. & Vrbatovič, P., 1989: Prvé údaje o kryštalinite illitu z metamorfovaných hornín veporika. *Mineralia Slov.*, 21, 43–51.
- Putiš, M., 1981: Geologicko-tektonické pomery predtriasových útvarov Považského Inovca a kryštalinika Kráľovej hole. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – archív GÚ SAV, Bratislava*, 187.
- Putiš, M., 1987: Some remarks on the Metamorphism and Tectonics of the Kráľova hoľa and Trestník crystalline complexes (Veporicum, Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 43, 67–84.
- Putiš, M., 1989: Štruktúro-metamorfny vývoj kryštalinika východnej časti Nízkych Tatier. *Mineralia Slov.*, 21, 3, 217–224.
- Sassi, R. & Vozárová, A., 1992: Pressure character of the Variscan metamorphism in the Gemicum and Veporicum (West Carpathians, Czechoslovakia). *Boll. Soc. geol. ital.*, 111, 33–39.
- Straka, P., 1981: O veku série foederata. *Geol. Práce, Spr.*, 75, 57–62.
- Uhlig, V., 1903: Bau und Bild der Karpaten. In: *Bau und Bild Österreichs, Wien – Leipzig*, 651–911.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. *Geol. Práce, Spr.*, 78, 169–194.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. Mladšie paleozoikum v Západných Karpatoch. *Bratislava, GÚDŠ*, 314.
- Zoubek, V., 1935: Tektonika Horehróní a její vztahy k vývěřům minerálních zřídél. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., Praha*, 11, 5, 85–115.

Tectonic position of the Upper Paleozoic-Mesozoic rock complex on the eastern slopes of the Kráľova hoľa parts of the Low Tatra Mts. (Western Carpathians)

The sequence of low-grade metamorphosed sedimentary and volcanoclastic rocks until now has been known as the Predná hoľa Complex (Bajaník et al., 1979). This complex occurs at the north-eastern and eastern slopes of the Kráľova hoľa Mt. at the eastern part of the Nízke Tatry Mts. The occurrence of the Predná hoľa Complex is not large (10 km²) and its position among different tectonic units indicates, that comprehension its geological structure is very important for clarify of surrounding tectonics.

The aim of the contribution is to present a new viewpoint at the stratigraphic and tectonic position of the rock sequence described and its position in the framework of the Veporic Zone based on a new research and published works about age of the complex.

The crystalline basement at the eastern and southern slopes of the Kráľova hoľa Mt. is predominantly created by granitoids (biotite granodiorites and medium-grained tonalites).

Their cover is mainly formed by the Permian metaarcoses and the Lower Scythian metaquartzites (Fig. 1a, b, 2).

Area of the Predná hoľa Mt. forms metasedimentary sequence of the Revúca Group. The group consists of the Slatviná and the Rimava Formations. It is a sequence of terrigenous sediments with rare occurrences of volcanoclastic rocks. The Scythian quartzites and the Middle Triassic carbonates of the Foederata cover Unit lie on the sediments of the Revúca Group (Fig. 3). The Veľký Bok cover sequence is overthrust on the Revúca Group with the general dip to the north. The Hronikum Unit (the Nízná Boca Formation) is overthrust on the Revúca Group with the general dip to the south.

The age of the Predná hoľa Complex was determined by research of the palynomorphs and sporomorphs (Planderová in Bajaník et al., 1979). Observed assemblages of the palynomorphs have been determined as the Middle-Upper Devonian, but some from their were till the Carboniferous age.

Planderová (1991) age of the Predná hoľa Complex advanced up to the Upper Devonian, eventually at the start of the Lower Carboniferous (the Tournaisian), however, at the Košarisko-Svätá studňa locality presents other assemblage of the palynomorphs, which occurs in the last work. There are identified the palynomorphs by Planderová (1991): *Densoisporites* sp., *Lycospora imeperialis* Jans., *Taeniaesporites* sp., *Cirratridatites* sp. The palynomorphs are expanded to the Upper Paleozoic (the Carboniferous) age. Planderová and Vozárová (1978) quoted the same assemblage of the palynomorphs from the Turčok locality (the Slatviná Formation), which were explicitly identified as the Upper Carboniferous (the Stephanian C–D) age. Two floras are mixed, the first is older (the Westphalian) and the second is younger (the Stephanian C–D age). This is explained by resedimentation of older microflora into the younger formation. It is probably also the case of the Predná hoľa Complex and the occurrence of resedimented the Devonian and the Lower Carboniferous sporomorphs is possible also here.

Studied area is built up of three basic tectonic units:

The Veporicum is built by granitoids of the Kráľova hoľa massif of the Hercynian age, the Revúca Group, the Foederata Unit and the Veľký Bok Unit. Granitoids have almost exclusively features of the Alpine overprinting and the Hercynian structures at upper part of crystalline have not been reliable proved. Sedimentary and volcanoclastic rocks of the Revúca Group and the Triassic Foederata Unit were Alpine metamorphosed in the middle part of the greenschist facies P–T conditions. These rocks have been overprint by strong tectonodeformation processes at the transpression phase of the Alpine

orogen. Rocks are deformed in a shear regime with mineral lineations and folded (Fig. 4).

The Revúca Group and the Foederata Unit are folded in the form of brachyanticline fold with fold axis dipping toward north-east. The cover sequence forms an autochthon to the extensive partial tectonic slice, which can be correlated with the Markuška Nappe (Plašienka, 1984) or the Predná hoľa partial Nappe (Putiš, 1989), respectively.

Stratigraphically the lowermost part of cover sequence is correlated with the Upper Carboniferous Slatviná Formation, the Permian sediments with the Rimava Formation and the Triassic sediments with the Foederata Unit. Minimal two partial slices of cover successions have been identified also in the Predná hoľa area. The lower part in the autochthonous position on the crystalline basement contains mainly Scythian rocks, predominantly quartzites and less Middle Triassic carbonates. The upper part of the sequence (in a form of one or more small partial tectonic slices) contains mainly rocks of the Slatviná Formation (phyllites, metasandstones, metaconglomerates, acid and basic volcanoclastics, metatuffites and metagreywackes), the Rimava Formation (metaarcoses and layers of acid and basic volcanoclastics and tuffites), the Scythian metamorphosed quartzites and the Middle Triassic metamorphosed and recrystallized carbonates (Fig. 2).

The carbonates have an affinity to the Foederata cover Unit. This fact solves also the problem of continuing of the Pohorelá overthrust line directly to the east. Including of sedimentary and volcanoclastic rocks of the Predná hoľa complex into cover units of the Southern Veporicum indicates that it follows the contact between the Foederata and the Veľký Bok Units.

Stratigrafické a tektonické postavenie karbónskych sedimentov v doline Furmanca (Muránska planina)

DUŠAN PLAŠIENKA¹ a JÁN SOTÁK²

¹Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská 9, 842 26 Bratislava
e-mail: geolplas@savba.sk

²Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 13. 6. 2000, revidovaná verzia doručená 4. 8. 2000)

Stratigraphic and tectonic position of Carboniferous sediments in the Furmanec Valley (Muráň Plateau, Central Western Carpathians)

The paper deals with a new finding of Lower Carboniferous low-grade metasediments in the central part of the Veporic superunit. Allogenic bioclastic limestones contain Upper Visean microfossils (foraminifers, calcareous algae, sponges, crinoids) and are correlated with the Gemic Ochtiná Group. Structural relationships and tectonic evolution of the area indicates: (1) nappe overthrusting of the investigated rocks (designated as the Furmanec partial unit of the Gemic nappe system) to the superposition above the Veporic Foederata cover unit; (2) top-to-the-east ductile shearing within a low-angle extensional normal fault related to the Late Cretaceous exhumation of the underlying Veporic metamorphic core complex and (3) emplacement of the overriding Muráň cover nappe belonging to the Siličic system. In the present form, the Furmanec unit and its analogues are considered to be denudation remnants (extensional allochthons) of the large-scale, imbricated Gemic basement nappe sheet formerly fully overlying basement and cover complexes of the central and southern Veporicum.

Key words: Western Carpathians, Veporicum, Gemicum, Ochtiná Group, Visean, microfossils, structural position

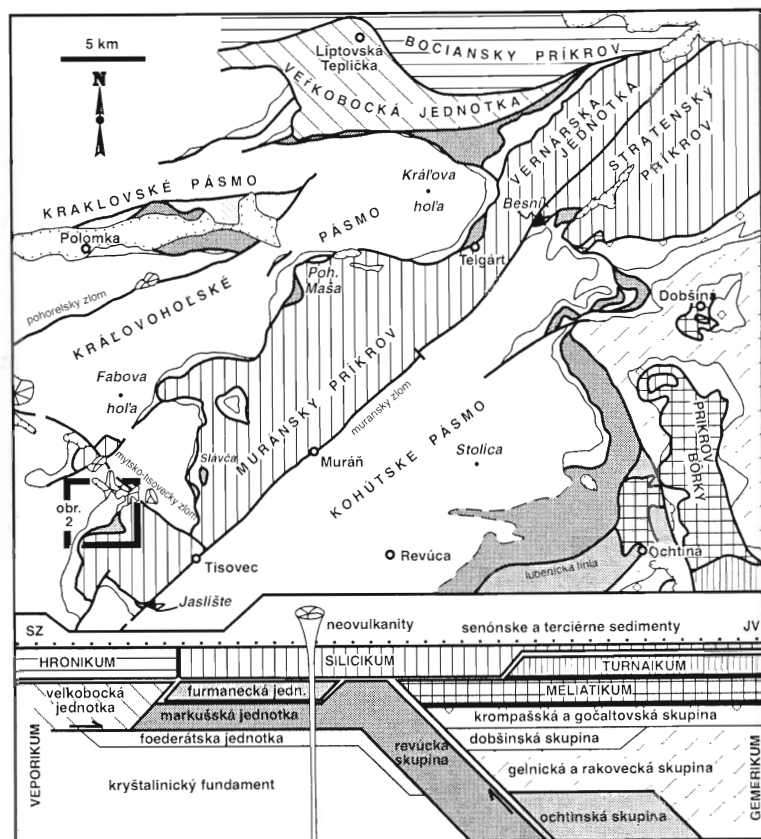
Úvod

Muránsku planinu, ležiacu v centre veporského pásma stredného Slovenska, budujú najmä hrubé karbonátové komplexy stredného a vrchného triasu. Tieto komplexy sú súčasťou muránskeho príkrovu, ktorého tektonické zaradenie prekonal v posledných desaťročiach dosť podstatné zmeny. Po zistení jeho nesporne alochtónnej pozície (Biely, 1961) sa dlhé roky so stratenskou a vernárskou „sériou“ spájal do jednej jednotky s gemerikom ako „severogemeridné mezozoikum“ (resp. synklinórium – napr. Mahel' in Mahel' et al., 1967). Neskôr sa muránsky a besnícky (častejšie nazývaný stratenský) príkrov pokladali za súčasť samostatného „spišského kmeňového príkrovu“, ktorý mal byť odlúčený od svojho severogemerického substrátu v mlynčianskej šupinovej zóne a presunutý do nadložia veporika (Mahel', 1986). Po definovaní silického príkrovu sa súbory triasových karbonátov, pre ktoré sú charakteristické predovšetkým hrubé rifové komplexy, zaradili do sústavy bezkoreňových príkrovov odlepenia štruktúrne vyšších a paleogeograficky „južnejších“, ako je chočská jednotka s. l. (hronikum), súborne nazvaných „silicikum“ (Mello, 1979). Sú to príkrovy rozsiahlej karbonátovej platformy odlepené na horizonte vrchnopermských alebo skýtskych fľových a evaporitových sedimentov. Nápadný je pri nich – často v ostrom kontraste s ich podloží – nedostatok metamorfického a duktilného defor-

mačného prepracovania. Diskrétné násunové plochy majú krehký, kataklastický charakter.

Práve kontakt medzi nemetamorfovanými komplexmi muránskeho príkrovu a podložími, alpsky výrazne prepracovanými horninami veporického fundamentu a jeho permotriasového föderatského obalu je štruktúrnym fenoménom, ktorému sa z viacerých dôvodov oplatí venovať väčšiu pozornosť. Prvým je to, že kataklastické karbonátové tektonické brekie na báze muránskeho príkrovu obsahujú fragmenty už metamorfovaných a duktilne deformovaných triasových vápencov föderatskej jednotky (Plašienka a Soták, 1996; Milovský a Plašienka, 1998; Milovský, 2000), čo indikuje, že sa muránsky príkrov do dnešnej pozície dostal až po pometamorfnej exhumácii veporických jednotiek vo vrchnej kriede (Plašienka, 1997). Druhou príčinou je, že sa na rozmedzí dobre definovateľných horninových súborov veporika v podloží a muránskeho príkrovu v nadloží vyskytujú šupinky hornín s problematickým postavením, ktoré však pri paleotektonických a štruktúrnych rekonštrukciách (obr. 1) môžu byť rozhodujúce. Šupina karbónskych sedimentov opisovaná v tejto štúdii patrí v tomto smere medzi kľúčové fenomény.

Cieľom tejto štúdie je litologicky a stratigraficky definovať sedimentárne súvrstvia karbónskeho veku vystupujúce v doline Furmanca medzi Tisovcom a sedlom Zbojská v pozícii medzi veporickou föderatskou obalovou jednotkou v podloží a karbonátovými komplexmi muránskeho



Obr. 1. Schéma priestorového rozloženia geologických jednotiek strednej časti veporského pásma, ktorými sa štúdiá zaoberá.

Fig. 1. Scheme of spatial distribution of geological units discussed in the text. Inset shows the position of Fig. 2.

príkrovu v nadloží. Ďalej sa zaoberá deformačnými a metamorfnými znakmi zastúpených jednotiek, ich tektonickou pozíciou a vývojom s osobitným zreteľom na novozistené spodnokarbonské súvrstvie. Zistené fakty v rámci diskusie interpretuje v širšom paleotektonickom a regionálnogeologickom rámci.

Geologická stavba oblasti

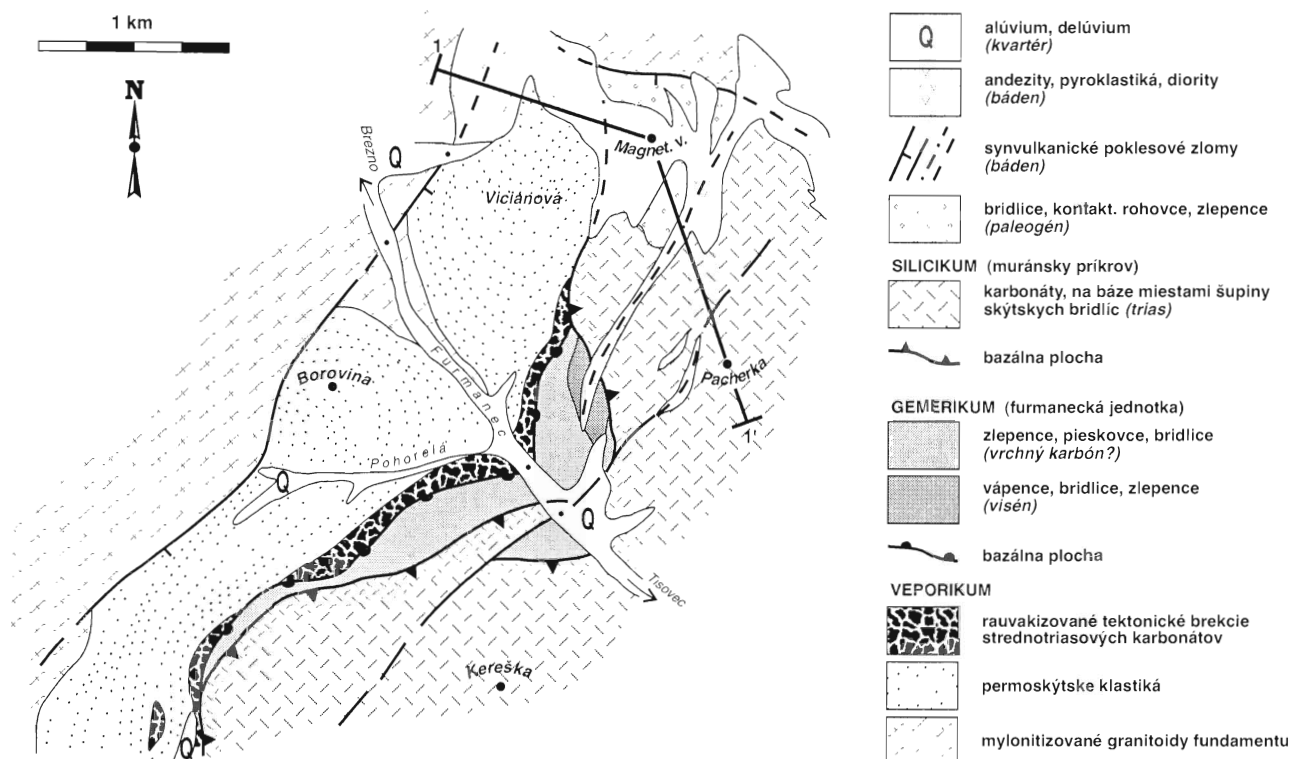
Podľa priestorovej pozície, štruktúrneho inventára a litostratigrafickej náplne možno v širšom okolí opísaného výskytu vyčleniť viac superponovaných tektonických jednotiek (obr. 2, 3). Odspodu nahor je to veporikum (pôvodne variský, alpínsky prepracovaný kryštalinický fundament a jeho permotriasová föderatská obalová jednotka), pravdepodobné gemerikum (novozistené členy interpretované ako súčasť ochtínskej skupiny a pravdepodobne aj hámorské súvrstvie dobsínskej skupiny), silicikum (muránsky príkrov), paleogénne sedimenty a neogénne vulkanity (andezity a ich pyroklastiká, diority).

Predalpínsky kryštalinický fundament v celom rozsahu podosiela permotriasové súvrstvia obalovej föderatskej jednotky. Skladá sa predovšetkým z granitoidov veporského plutónu (kráľovohorský komplex sensu Klinec, 1966, 1976). Najrozšírenejšie – hlavne zo severnej a západnej strany územia – sú porfyrické variety granodioritov, z južnej a jv. (predovšetkým na JV od muránskeho zlomu už v kohútскеj zóne) k nim pristupujú horniny kohútскеho pásma (hybridný komplex) – pararuly, mig-

matity a granity (Bezák, 1988; Bezák a Hraško, 1992; Lexa a Bezák, 1996; Bezák et al., 1999a, b). Granitoidy sú metamorfované a deformované, do rôzneho stupňa mylonitizované až fylonitizované, a to najmä na styku s nadložnými obalovými komplexmi (napr. Vrána, 1966), ale aj v blízkosti tektonických (strižných) zón.

Föderatská obalová jednotka je autochtónnym, resp. paraautochtónnym sedimentárnym pokryvom podložného predalpínskeho fundamentu. Tvorí ju najmä pomerne hrubý súbor permoskýtskych klastických sedimentov. Strednotriasové až vrchnotriasové karbonátové komplexy sú v doline Furmanca iba slabozachované. Horniny sú metamorfované a výrazne duktilne deformované. Malý rozsah karbonátových súvrství nedovoľuje tento sled zaradiť do niektorej z vyčlenených sukcesí föderatskej jednotky (föderatskej s. s., tuhárskej, struženíckej a helpianskej – Plašienka, 1993). Podľa charakteru a hrúbky permoskýtskych klastík (najmä verfenských bridlíc) je sled najbližší tuhárskej sukcesii.

Súvrstvie arkózových pieskovcov a zlepenecov tvorí strednozrnný až hrubozrnný arkózový a kremenný pieskovec a brekciový zlepenec, zvyčajne výrazne zbridičnatý, s penetračnou nízkometamorfnou deformačnou foliáciou a lineáciou roztiahnutia. Podeformačná hrúbka sa pohybuje od niekoľkých metrov po okolo 50 m. Horniny litologicky zodpovedajú permskému rimavskému súvrstviu juhoveporickej revúckej skupiny (Vozárová a Vozár, 1982, 1988). Na rozdiel od iných oblastí föderatskej jednotky však v sledovanom území arkózové súvrstvie



Obr. 2. Podrobná geologická mapa západnej časti Tisovského krasu v okolí doliny Furmanca s výskytom karbónskych súvrství.

Fig. 2. Detailed geological map of the western part of the Tisovec Karst area in the surroundings of the Furmanec Valley with an occurrence of Carboniferous formations.

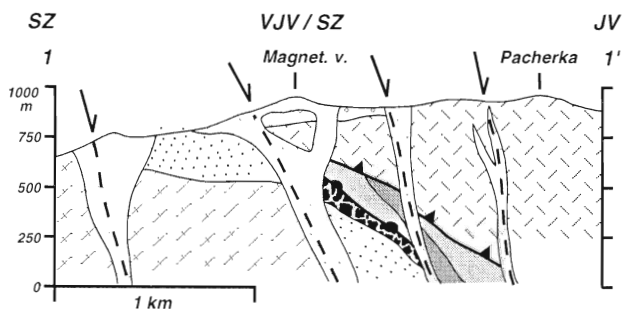
vystupuje nielen na báze sledu, ale aj vyššie uprostred kremencových súborov. Preto nie je jasné, či sú arkózy len permské, alebo aj skytské (cf. Vrána, 1966).

Kremencové (lúžňanské) súvrstvie tvoria vrstvy svetlosivozelenkastého až bieleho tenkodoskovitého zbrídlíčnatého jemnozrnného kremenného pieskovca, duktilne deformovaného a metamorfovaného, s penetračnou foliáciou a lineáciou. Jeho maximálna hrúbka je 100 m.

Bridličnaté verfenské súvrstvie sa skladá z tmavosivozelených (pôvodne) fľových, prachovcových a piesčitých bridlíc s doskovitými polohami svetlého kremenného pieskovca v spodnejších častiach, ktoré indikujú postupný

vývoj z podložínych polôh kremenca. Napriek výraznej metamorfnej rekryštalizácii (asociácia fengit – albit – kremeň) a deformácii sa v nich miestami zachovali synsedimentárne textúry – penekontemporánne sklzové deformácie alebo šikmé zvrstvenie v pieskovcových polohách. Vrchné polohy súvrstvia sú niekedy vápnité. Vrána (1966) ich nazval „karbonatickými fylitmi“. Súvrstvie dosahuje hrúbku až okolo 50 m.

Uvedené tri súvrstvia možno litostratigraficky dobre korelovať s bežnou sukcesiou permskýtskych klastických formácií v iných častiach Západných Karpát, ale ich vzťahy na skúmanom území sú zložitejšie a uvedené litotypy sa v niektorých profiloch viacnásobne striedajú. Vzájomné postupné prechody medzi polohami arkózy a kremenca alebo medzi kremenca a bridlíc evokujú litologické striedanie (Zoubek, 1955; Vrána, 1966), no nemožno vylúčiť, že ide o tektonické striedanie. V druhom prípade by permskýtsky klastický komplex bol na svojej báze od podložného fundamentu odlepený a ako výsledok extenzných pohybov na subhorizontálnych duktilných strižných zónach vo vhodných depresných štruktúrach napokon viacnásobne cez seba vo forme imbrikovaného extenzného duplexu. Takáto prestava je vyjadrená aj na geologickej mape jz. časti Slovenského rudohoria (Bezák et al., 1999a), čo je v súlade aj s nezvyčajnou a pre fôderatskú jednotku netypickou hrúbkou permskýtskeho klastického komplexu (až vyše 300 m v oblasti Viciánovej; obr. 2, 3).



Obr. 3. Geologický profil sz. časti Tisovského krasu. Vysvetlivky sú pri obr. 2.

Fig. 3. Geological profile across the north-western part of the Tisovec Karst area. Explanations see in Fig. 2.

Prítomnosť karbonátového komplexu stredného, resp. vrchného triasu föderatskej jednotky možno predpokladať väčšinou iba podľa úlomkov bridličnatého metamorfovaného vápenca v rauvakizovaných tektonických brekciách v nadloží permoskýtskych klastík. V doline Furmanca vystupujú aj vrstvy svetlého masívneho mramorizovaného vápenca s polohami sivého slienitého vápenca a bridlice.

Súbor sedimentov, ktorý sme na základe litostratigrafických a biostratigrafických údajov zaradili do ochtínskej skupiny, je novým prvkom v stavbe sledovanej oblasti, hoci klastické vrchnokarbonské sedimenty v nej boli známe už dávnejšie. Rozlíšili autori tieto horniny tektonicky zaradovať väčšinou do gemerika alebo hronika, ale takáto príslušnosť sa doteraz ničím nepotvrdila. Naproti tomu naše nové zistenia o stratigrafickom zaradení, litológii a deformačnom postihu spochybňujú možnosť, aby predmetné súvrstvie patrilo do ipoltickej skupiny hronika, ako sa to dnes väčšinou uvádza. Pokladáme ho za súčasť gemerika a voláme furmaneckou čiastkovou jednotkou.

Príkrovový tektonický charakter muránskej jednotky na báze zvyrazňujú nerovnomerne hrubé polohy rauvakizovaných karbonatických tektonických brekcií, na ktorých zložení sa zúčastňujú ako karbonáty podložnej, föderatskej, tak aj nadložnej, muránskej jednotky. Stratigrafiou a litológiou karbonátových komplexov podstatnej časti Muránskej planiny sa podrobne zaoberal najmä Bystrický (1959), ale jej najjužnejšej časti – tzv. Tisovskému krasu – sa ani on bližšie nevenoval. A tak z podrobnejších publikovaných prác o tejto oblasti možno uviesť iba krátky informatívny článok Kodyma et al. (1956). Ostatné výskumy, hlavne Bystrického a Bieleho, zostali len v rukopisných správach a mapách a čiastočne ich sumarizuje mapa Klinca (1976) a nová mapa Bezáka et al. (1999a, b). Práce Andrusovovej-Kollárovej (1960), Michalíka (1977) a Krystyna et al. (1990) dotýkajúce sa tejto oblasti majú litostratigrafický a biostratigrafický, nie regionálny geologický charakter. Až v poslednom období stavbu Tisovského krasu podrobne opísal a interpretoval Vojtko (1999, 2000). Najspodnejším členom muránskej sukcesie sú vrstvy pestrej bridlice, prachovca a pieskovca bodvasilašského súvrstvia. Pozdĺž muránskeho zlomu na južnom úpätí Hradovej sa vyskytujú aj vrstvy vrchnoskýtskeho svetlohnedého slieňovca a piesčitého vápenca zodpovedajúce sinskému alebo šuňavskému súvrstviu. V jeho nadloží len lokálne vystupuje gutensteinský vápenec. Vyššie ležiaci, mnoho sto metrov hrubý komplex masívnych svetlých platformových karbonátov stredného a vrchného triasu sa skladá zo steinalmského vápenca, wettersteinského vápenca a dolomitu, tisoveckého a furmaneckého vápenca a lavicovitého dachsteinského vápenca. V malom synformnom zvyšku na vrchole Gaštanovej vystupujú aj vrstvy vápenca rétskeho až spodnoliasového veku (Michalík, 1977).

V okolí vrcholu Magnetu vystupujú tmavosivé piesčité ílovité a slienité bridlice s polohami bieleho rozpadavého drobnozrnitého kemitého zlepenca, ktorý sa pod vplyvom intrúzie neovulkanitov väčšinou zmenil na kontaktný rohovec a porcelanit. Na starších mapách sa toto súvrstvie za-

raduje do karbónu, ale od karbonských súvrství vo Furmanci sa odlišuje litologicky aj pozíčne (leží v nadloží muránskych karbonátov, obr. 3). Obsahuje aj nepochybne paleogénne foraminifery. Ide zrejme o erózný zvyšok paleogénnej výplne panvy v pokračovaní Breznianskej kotliny, zaklesnutý pozdĺž mýtsko-tisovského zlomu (obr. 1, 2).

Neogénne vulkanické horniny na skúmanom území zastupuje predovšetkým roj dajok amfibolických dioritov, bazaltoidných a amfibolických andezitov, sporadicky (Magnet) aj eróznymi zvyškami andezitových pyroklastík. Najmä v okolí hlbinných dioritových telies sú miestami výrazné prejavy kontaktnej termickej metamorfózy, najvýraznejšie na vrchu Magnet. V karbonátoch muránskeho príkrovu sa tu vyskytujú aj metasomatické skarnové ložiská magnetitu (Bacsó, 1964).

Tektonická stavba v najjužnejšej časti Muránskej planiny sa zdá byť komplikovanejšia ako v severnejších oblastiach, a to najmä pod vplyvom naloženej terciérnej zlomotvorby. Staršia kriedová príkrovová stavba je v podstate subhorizontálna, ale dosť výrazne ju ovplyvnili naložené transpresné a transtenzné vrchnokriedové a spodnopaleogénne pohyby.

Obalové komplexy veporika (föderatská jednotka) majú celkovo subhorizontálnu, mierne synformnú stavbu, no hlavne z JV a SV sú uťaté muránskym a mýtsko-tisovským zlomom (obr. 1). Šupina gemerických karbonských sedimentov vystupuje na západnom okraji planiny v doline Furmanca v pozícii konformnej s föderatským podloží. Obsahuje aj štruktúrny inventár zhodný s podloží a znaky metamorfnej rekryštalizácie, pričom bazálna násunová plocha muránskeho príkrovu predstavuje výraznú štruktúrnu a metamorfnú diskordanciu (Vrána, 1966; Plašienka, 1981, 1984, 1993). Násunovú plochu sprevádzajú rauvakizované karbonátové tektonické brekie obsahujúce klasty ako podložných föderatských, tak aj nadložných, muránskych karbonátov (Milovský, 1996, 2000; Plašienka a Soták, 1996). Vnútna stavba telesa muránskeho príkrovu bola pôvodne zrejme pomerne jednoduchá, ale dnes ju komplikuje hlavne zlomová tektonika. Kryhu Tisovského krasu z jv. strany utína sinistrálny transpresný muránsky zlom (Marko, 1993a), reaktivizovaný neskôr ako pokles. Zo SV ju obmedzuje zrejme o niečo mladší dextrálny transtenzný mýtsko-tisovský zlom (Marko, 1993b; Vojtko, 2000). Zo SZ ju podstiela föderatská jednotka, ktorá je mierne monoklinálne sklonená na JV. Aj jz. okraj rovnako podstiela permoskýtske klastiká föderatskej jednotky, ktoré sa stredne až strmo monoklinálne sklňajú na SV.

Kodym et al. (1956) v oblasti Tisovca vymedzili dve čiastkové jednotky muránskeho príkrovu – spodnú rozsiahlu jednotku Muránskej plošiny, a vyššiu, lokálnu jednotku Hradovej, ale dôvody takéhoto členenia nie sú jasné. V iných prácach sa muránsky príkrov pokladá za pomerne pokojne ležiacu horizontálnu dosku, len miestami v blízkosti muránskeho zlomu zvrásnenú a zošupinovatenú. Najnovšie však Vojtko (1999, 2000) na báze muránskeho príkrovu v Tisovskom krase vyčlenil šupinovitú zónu obsahujúcu slabo metamorfované triasové bridlice a karbonáty a uvažuje o ich príslušnosti do meliatika a turnaika, a to

analogicky, ako opísali komplex vrstiev metamorfovaného vápenca turnaika (?) v nadloží šupiny jurských rádiolaritov meliatika a v podloží stratenského príkrovu v oblasti Ondrejiska v Slovenskom raji Havrila a Ožvoldová (1996).

Litológia a stratigrafické zaradenie karbónskych sedimentov

Karbónske sedimenty sa v oblasti Jaseniny vyskytujú na obidvoch stranách doliny Furmanca a možno ich rozdeliť do dvoch litologicky odlišných súvrství. Vo výraznej prevahe je siliciklastické súvrstvie tmavých bridlíc, pieskovca a zlepenca, kým súvrstvie s obsahom karbonátov tvorí iba jednu malú šošovku na ploche niekoľko 100 m² na západných svahoch Pacherky nad dolinou Furmanca (obr. 2). V súvrství niet prirodzených odkryvov, iba v posledných rokoch bolo trochu odkryté v záreze lesnej zväžnice (obr. 4). Zrejme to bol dôvod, prečo sa mu doteraz nevenovala pozornosť. Súvrstvie tvorí šupinu v nadloží (v mapovom obraze, ale podľa sklonu vrstiev môže ležať aj v podloží) detritických, asi vrchnokarbónskych sedimentov, ako aj triasových karbonátov muránskeho príkrovu s rauvakizovanými tektonickými brekciami na báze. Preráža ho hrubá žila bazaltoidného andezitu, ktorá vyššie vo svahu intruduje aj do muránskych karbonátov (obr. 2, 3).

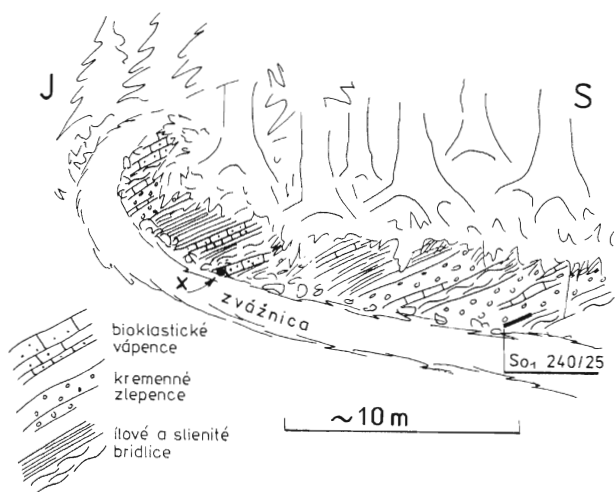
Sedimenty tohto karbonátového súvrstvia sa skladajú z jemných sivých fylitických bridlíc, často slienitých, s lavicami kremenného zlepenca. Sivé a hrdzavohnedé karbonáty tvoria alebo hrubšie polohy a šošovky masívneho celistvého alebo bioklastického vápenca, alebo tenké dosky detritického piesčitého a bioklastického, najmä krinoidového vápenca, miestami s gradačným zvrstvením (pravdepodobne ide o alodapické kalciturbidity) uprostred bridlíc alebo vrstiev zlepenca. Vápenec je miestami anke-

ritizovaný, čo je charakteristický znak pre ochtinské súvrstvie.

Zlepenec je strednozrnný a tvoria ho najmä dobre opracované klasty žilného kremeňa, kyslých vulkanitov a tmavých lyditov, ale sú v ňom aj klasty karbonátov, predovšetkým dolomitu. Tmelom je kremeň, sericit a karbonát. Pri všetkých typoch sedimentov je nápadné chýbanie klastickej sludy, ktorá býva bežná v iných, mladších karbónskych súvrstviach.

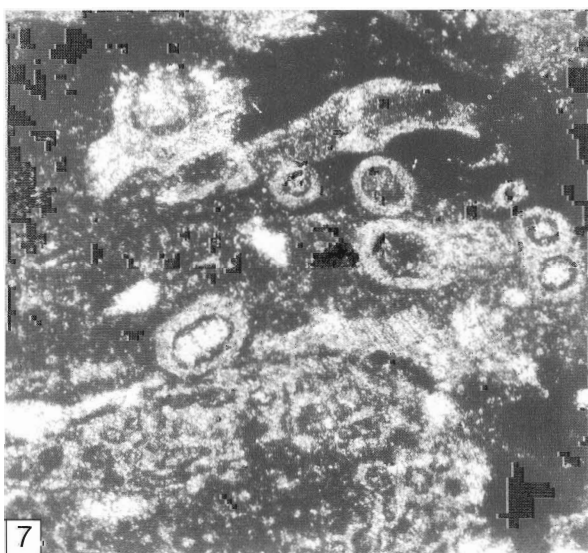
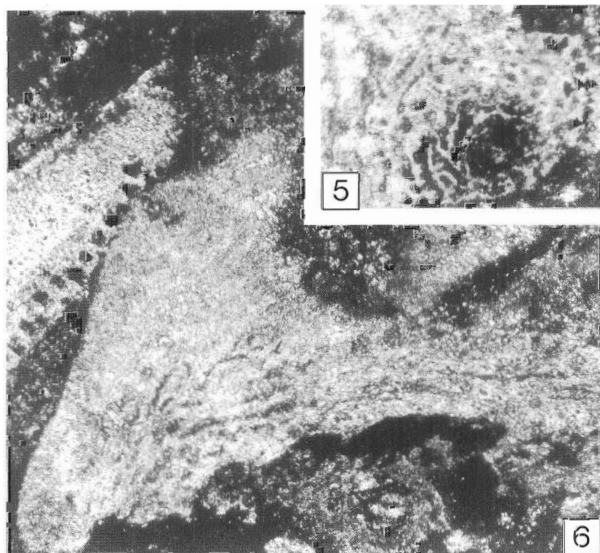
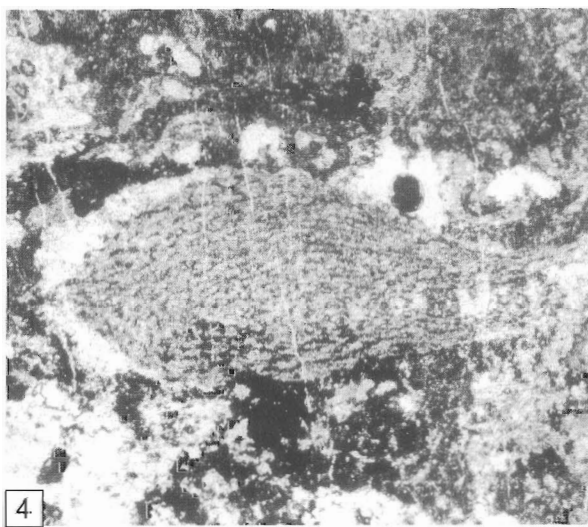
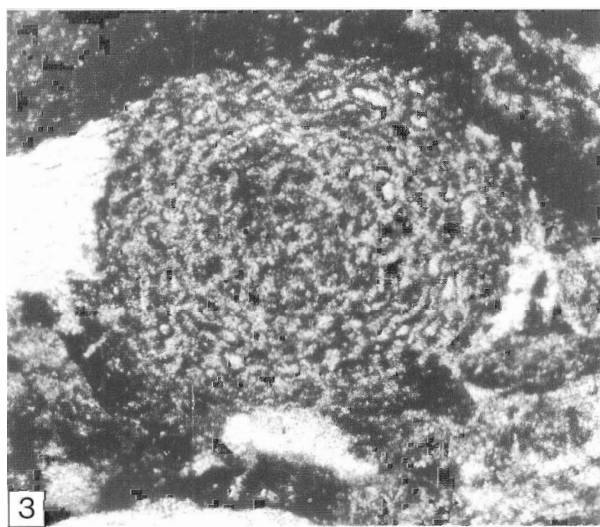
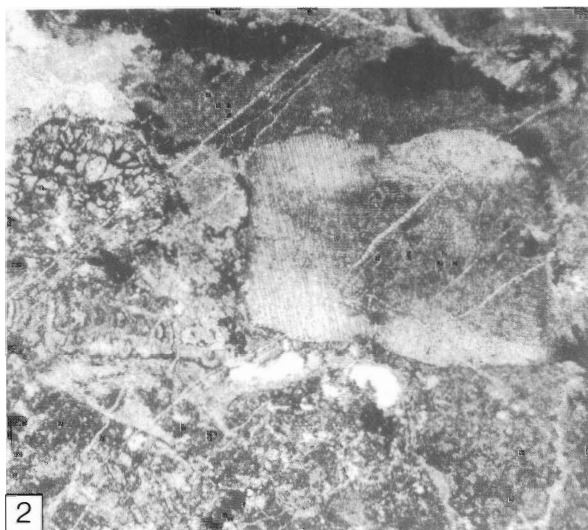
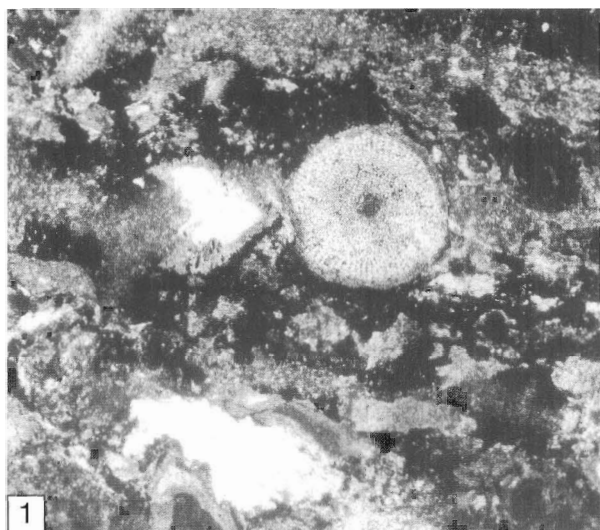
Napriek zreteľnému metamorfnému a deformačnému postihu si vápenec uchoval mikrofaciálny charakter a obsah spodnokarbónskych mikrofosílií, a to najmä v tenkých polohách kalciturbiditov uprostred ťlových a slienitých bridlíc. Väčšia kompetentnosť hrubozrnných karbonátov oproti bridliciám potlačila ich duktilné pretvorenie, čo spolu s častým, zrejme ešte diagenetickým obalovaním bioklastov Fe oxidmi malo tlmiaci efekt na rekryštalizačné a duktilné deformačné procesy. Tvorí ich sparitové a mikritové typy s hojným skeletovým detritom organizmov. Biosparity a biomikrity sa odlišujú stupňom rekryštalizácie a obsahom prímеси Fe oxidov. Dve vzorky na konodonty však boli negatívne.

Základnými komponentmi vápenca sú echinodermové články (tab. 1, obr. 1, 2), ktoré ako rigidné častice najlepšie odolávali rekryštalizácii a tlakovému rozpúšťaniu. Tvorí monokryštalické a syntaxiálne dorastané zrná, ktoré sú často osekávané tlakovými plôškami (truncated grains). Echinodermové články sú asociované s početnými zástupcami spodnokarbónskych rias (*Stacheiinae*), vápnitých hubiek (*Ischyrospongia*) a mikroproblematik (*Algospongia*), ktoré tvoria alodapickú zložku vápenca. Asociácia týchto organizmov zahŕňa druh *Stacheoides tenuis* Peryt a Mamet (tab. 1, obr. 4), *Stacheoides polytrematoides* [Brady] (tab. 1, obr. 6), *Aoujgalia richi* Mamet a Roux (tab. 1, obr. 3), *Aoujgalia variabilis* Termier a Termier (tab. 1, obr. 5), *Ungdarella ex. gr. uralica* Maslov, *Kamaena delicata* Antropov (tab. 2, obr. 1), *Pseudodonezella* sp. (tab. 1, obr. 7; tab. 2, obr. 2), *Nanopora fragilissima* Maslov (tab. 2, obr. 3), *Issinella* (?) *sainsii* Mamet a Roux (tab. 2, obr. 3) a *Girvanella problematica* Nicholson a Etheridge (tab. 2, obr. 4). Ale spodnokarbónsky vek vápenca najlepšie dokumentuje fauna foraminifer, ktorých asociáciu tvorí druh *Archaeodiscus* (*Archaeodiscus*) *karreri* Brady (tab. 3, obr. 1), *Endothyra* cf. *lensi* [Conil a Lys] (tab. 3, obr. 2), *Endothyranopsis crassus* [Brady] (tab. 3, obr. 3), *Eostaffella parastruvei* Rauser (tab. 3, obr. 4), *Millerella concinna* Potevskaja (tab. 3, obr. 5), *Monotaxinoides* (*Eolasiiodiscus*) *transitorius* Brajnikova a Jarčeva (tab. 3, obr. 6), *Valvulinella latissima* Conil a Lys (tab. 3, obr. 7), *Brunsia pulchra* Michajlov (tab. 3, obr. 8), *Mediocris breviscula* [Ganelina] (tab. 3, obr. 9), *Eblanaia* sp. (tab. 3, obr. 10), *Eotextularia diversa* Černyševa (tab. 3, obr. 11), *Pseudotaxis* cf. *brazhnikovae* [Boguš a Jufer] (tab. 3, obr. 12) a *Earlandia clavatulata* [Howchin] (tab. 3, obr. 13). V skeletovom detrite vápenca sú zastúpené aj fragmenty koralov, cyklostomátne a kryptostomátne machovky, mikrogastropóda a brachiopóda. Mikritové typy vápenca charakterizuje nižší podiel skeletového detritu a prítomnosť zoospór a jedno-



Obr. 4. Defilé spodnokarbónskeho ochtinského súvrstvia v záreze lesnej zväžnice na sv. svahu doliny Furmanca. X – pozícia vzorky s určiteľnou viséskou mikrofaunou.

Fig. 4. Outcrop in the Lower Carboniferous Ochtiná Formation in the timber road-cut on the NE slopes of the Furmanec Valley. X – position of the sample with determinable Viséan microfauna.



komôrkových foraminifer (*Globochaete alpina* Lombard – tab. 2, obr. 7; *Hemithurammina fimbriata* Mamet – tab. 2, obr. 8).

Mikrofauna z vrstiev vápenca v doline Furmanca spoľahlivo datuje ich spodnokarbónsky vek. Podobné riasovo-hubkové mikrofácie so *Stacheoides*, *Aoujgalia* a zástupcami moravaminid i asociácie foraminifer sa bežne opisujú zo spodnokarbónskych vápencov (napr. Bensaid et al., 1979; Conil et al., 1979; Conil a Lys, 1968; Kalvoda, 1983; Mamet a Roux, 1978, 1983; Massa a Vachard, 1979; Vachard, 1980; Vachard a Beckary, 1991; Termier et al., 1977). Mikrofácie podobného charakteru s endotýdnymi foraminiferami a riasami sú známe aj z karbonátov ochtinskej skupiny (v materiáloch Mišíka). Machovky ochtinskej skupiny opísal Zágoršek a Macko (1994). Vek vrchnej časti ochtinskej skupiny bol datovaný faunou konodontov na vrchný visén a serpuchoy (Kozur et al., 1976). Rovnako aj foraminiferová fauna vápencov z doliny Furmanca obsahuje prevažne druhy charakteristické pre vrchný visén (napr. *Archaeodiscus karreri*, *Eostaffella parastruvei*, *Endothyranopsis crassus*, *Valvulinella latissima* – cf. Conil et al., 1979; Conil, 1977; Kalvoda, 1978; Vachard a Maslo, 1996; Zagora a Zagora, 1999), a preto z hľadiska veku a mikrofaciálneho zloženia možno vrstvy vápenca z doliny Furmanca zaradiť do ochtinskej skupiny gemerika.

Súbor detritických tmavých sedimentov sme podmienene zaradili do gemerického hámorského súvrstvia, ktorý sa od ochtinského súvrstvia odlišuje chýbaním karbonátových členov a hojným výskytom klastickej sludy v bridliciach, pieskovci a zlepeni. Pieskovec je arkózovitý, zlepenec má pestrejší materiál aj s granitoidovými obliakmi. Celkovo má toto súvrstvie „molasoidnejší“, kým karbonátové skôr turbiditový („flyšoidný“) ráz. Litologicky ho síce možno porovnávať aj s nižnobocianskym súvrstvom ipoltickej skupiny hronika, ale priestorovo a deformačne je pravdepodobne úzko späté s gemerickým lubeníckym súvrstvom, preto ho tiež pokladáme za gemerické. Litologicky je blízke hámorskému súvrstviu.

Štruktúrny vývoj

Z hľadiska inventára mezoskopických deformačných štruktúr možno na sledovanom území vyčleniť dve skupiny jednotiek. Prvú tvorí veporický fundament a jeho permotriasový obal spolu so sedimentmi ochtinskej skupiny gemerika budujúcimi novodefinovanú furmaneckú čiastkovú jednotku. Táto skupina obsahuje znaky nízkometamorfnej rekryštalizácie a duktilnej deformácie v prvom alpínskom deformačnom štádiu AD₁, ako aj naložené štruktúry štádia AD₂ až AD₆ (Plašienka, 1981, 1993, 1999). Druhú skupinu tvorí muránsky príkrov bez paragenéz štá-

dia AD₁ až AD₃, bez prejavov regionálnej metamorfózy a obsahuje iba prvky štádia AD₄ a AD_{5,6}. Neovulkanity obsahujú len krehké deformačné štruktúry.

Najvýraznejšie, väčšinou penetračné sú štruktúrne prvky *deformačného štádia* AD₁. Rozoznávame plošné, lineárne a priestorové (vrásky, duktilné strižné zóny) elementy. Foliácia S₁ je nízkostupňová metamorfna bridličnatosť a predstavuje plochu xy elipsoidu konečnej deformácie AD₁. V granitoidoch fundamentu je to mezopenetračná mylonitická bridličnatosť. Morfológicky aj geneticky podobná foliácia S₁ je v permoskýtskych klastikách. Foliácia S₁ je planparalelná, generálne subhorizontálna (obr. 5). Penetračný charakter a znaky „obtekania“ rigidných inklúzií svedčia o značnom sploštení kolmo na foliáciu v smere osi z elipsoidu konečnej deformácie.

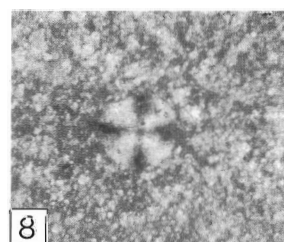
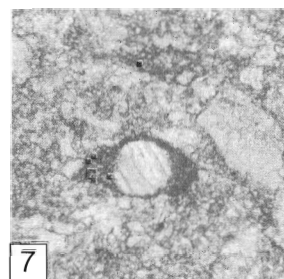
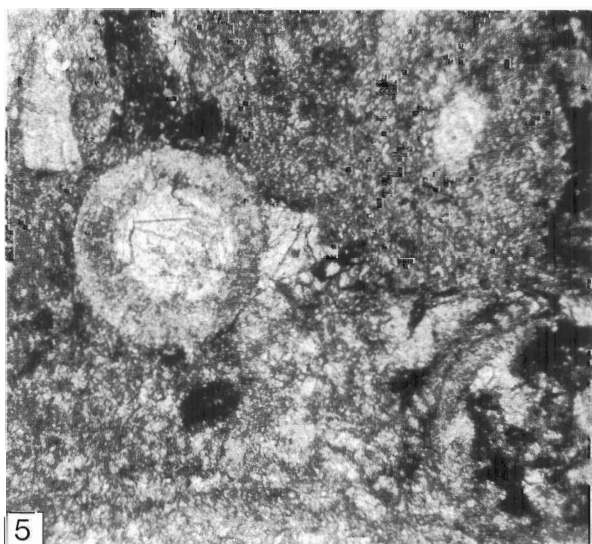
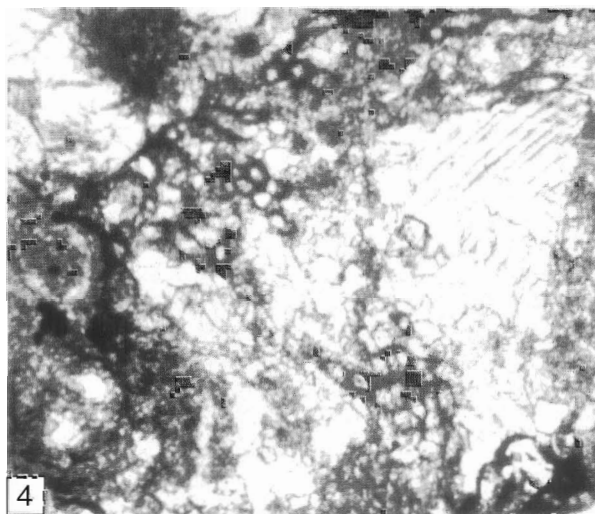
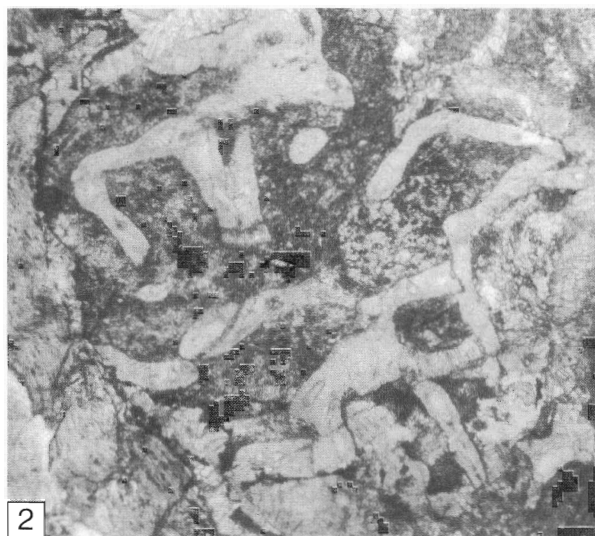
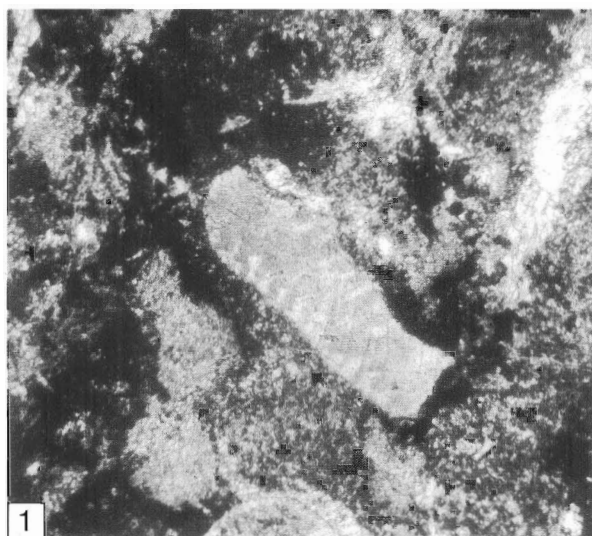
Lineácia L₁ je penetračná vo vrchných častiach porýrických granitoidov fundamentu i v horninách föderatskej jednotky a ochtinskej skupiny gemerika. Geneticky je to lineácia roztiahnutia viažuca sa na subhorizontálne duktilné strižné zóny, v ktorých reprezentuje os x elipsoidu konečnej deformácie, teda generálne smer tektonického transportu. Na našom území sa väčšinou skláňa mierne na SV až V (obr. 5). Podobný priebeh má v celej východnej časti veporika (napr. Hók et al., 1993; Madarás et al., 1996). Definovaná je minerálnymi agregátmi kremeňa, svetlej sludy a kalcitu. Vznikla za metamorfných podmienok faciie zelených bridlíc spolu s foliáciou S₁.

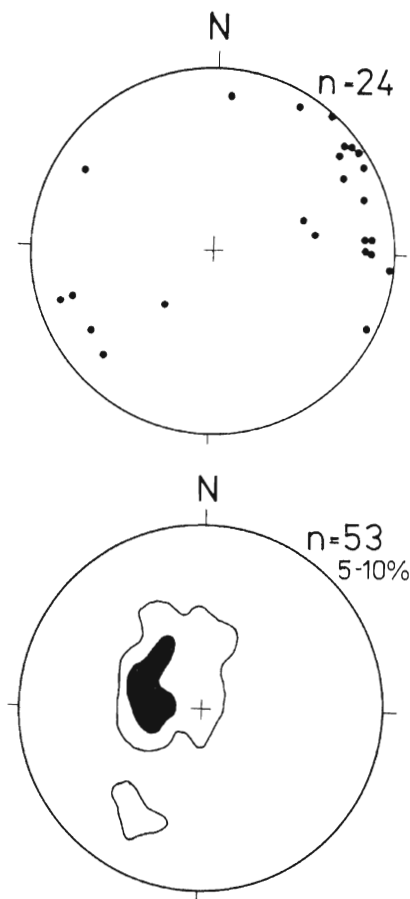
V skýtskych klastikách sa vzácné vyskytujú vrásky F₁. V kvarcitoch na báze komplexu na Malej Bôrovej sa v tesnom nadloží ultramylonitovej zóny stropu fundamentu (Milovský, 1996) vyskytujú silne noncylindrické tokové vrásky decimetrových rozmerov. Podobné vrásky sme pozorovali aj vo verfenských bridliciach, ale v druhom prípade môže ísť aj o predlitifikačné synsedimentárne sklzové deformácie zvýraznené deformáciou. Častejšie sú intrafoliačné tokové vrásky vo vrstvách vápenca föderatskej jednotky. Tieto vrásky vznikli pasívnou amplifikáciou vzperových nestabilit v sektore skracovania tokového poľa duktilných strižných zón.

Všetky tieto elementy paragenézy AD₁ sú spolu s lokálnymi syntektonickými *extenznými žilkami* V₁ združené do makroskopických subhorizontálnych *duktilných strižných zón* SZ₁. Patrí tam teda foliácia S₁, plochy strižných pásov C₁, lineácia L₁ indikujúca smer tektonického transportu a drobné asymetrické štruktúry definujúce jeho zmysel. Ten je v danej oblasti typicky „vrch na V“ podobne, ako je to v celom východnom veporiku (Hók et al., 1993; Plašienka, 1993). Vznik týchto štruktúr sprevádzala metamorfna rekryštalizácia, ktorej podmienky sa v granitoidoch odhadli na vyše 500 °C pri 0,8–1 GPa (Janák et al., 1997; Plašienka et al., 1997, 1999). V permských chloritoidových bridliciach východného veporika je

◀ **Tab. 1.** Mikrofaciálne a biofaciálne zloženie vrstiev spodnokarbónskeho vápenca z doliny Furmanca. 1–2 – mikrofácie biomikrudítov a biosparaditov s okrúhlymi kolumnáliami a časťami stoniek krinoidov, x 12,5; 3–6 – vápnité riasy a hubky zo skupiny *Ischyrospongia*: 3 – *Aoujgalia richi* Mamet a Roux, x 60; 4 – *Stacheoides tenuis* Peryt a Mamet, x 45; 5 – *Aoujgalia variabilis* Termier a Termier, x 45; 6 – *Stacheoides polytrematoides* (Brady), x 60; 7 – kričkovité formy pseudorias *Pseudodonezella* sp. (Moravaminida), x 60.

Pl. 1. Microfacies and biofacies of the Lower Carboniferous limestones from the Furmanec valley. 1–2 – crinoidal biomicrudites and biosparradites (magn. 12.5); 3–7 – calcareous algae and sponges from the *Ischyrospongia* group (magn. 45–60).





Obr. 5. Hore – diagram stôp lineácie roztiahnutia L_1 z vrchných častí fundamentu veporika, föderatskej jednotky a furmaneckej jednotky gemerika. Dole – kontúrový diagram pólov plôch AS_1 (vrchné časti fundamentu) a S_1 a S_{01} föderatskej jednotky veporika. Plochojavná sieť, spodná hemisféra.

Fig. 5. Upper stereogram – plot of the L_1 stretching lineation from mylonitized basement granitoids and the Foederata cover unit of the Veporicum and the overlying Gemeric Carboniferous rocks. Lower stereogram – contour diagram of poles to mylonitic and metamorphic foliation S_1 from the Veporic basement and cover complexes. Equal area projection, lower hemisphere.

indikovaná teplota vyše 500 °C a tlak 0,6–0,8 GPa (Lup-ták et al., 2000). Aktivita duktilných strižných zón súvisí s výzdvihom a extenzným „odstrešením“ (unroofing) metamorfovaných veporických komplexov spod pôvodného tektonického nadložia. Výzdvih je už dobre datovaný kalibrovanou dráhou pometamorfického chladnutia ako strednokriedový až vrchnokriedový (pozri súhrn v prácach Plašienku, 1997, 1999).

Hoci nepochybujeme o pôvodne násunovej – príkrovovej pozícii opisovanej šupiny karbónskych hornín, jej štruktúrny inventár svedčí o penetračnej deformácii v prostredí nízkoúhlového normálneho zlomu so zmyslom po-

hybu naprieč predpokladaným pôvodným násunom (od JZ na SV verus od JV na SZ v dnešných koordinátach). Preto všetky podobné šupiny gemerických hornín v nadloží veporika, ale aj juhoveporického príkrovu Markušky (Plašienka, 1984) by bolo vhodnejšie označovať ako extenzné alochtóny, nie príkrovové trosky.

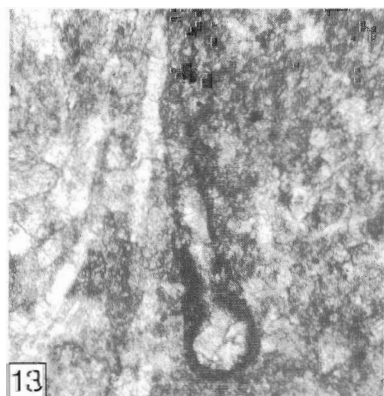
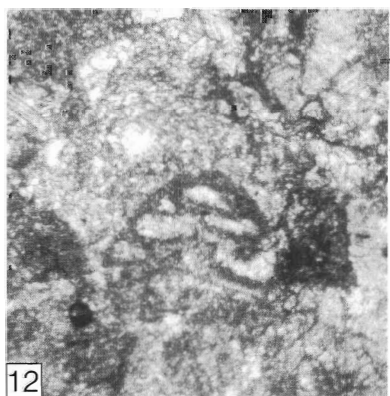
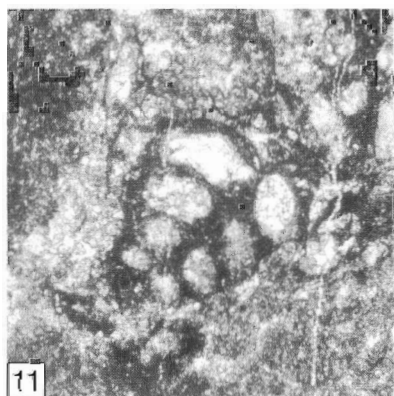
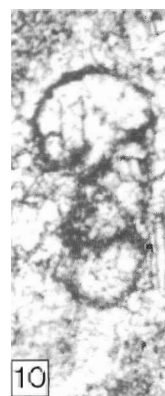
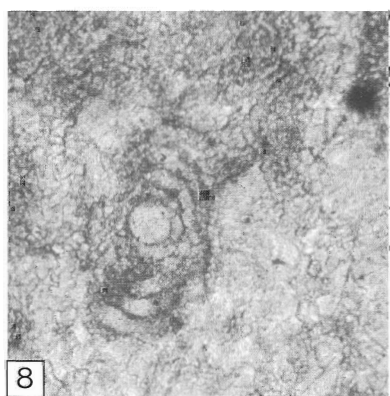
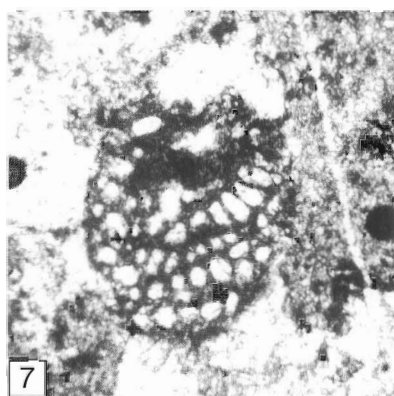
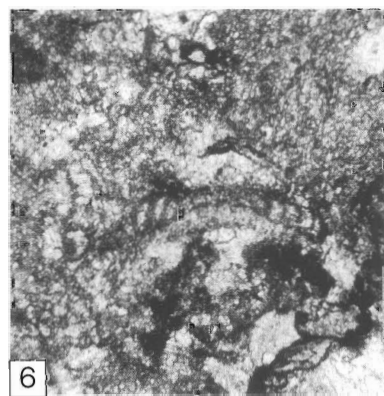
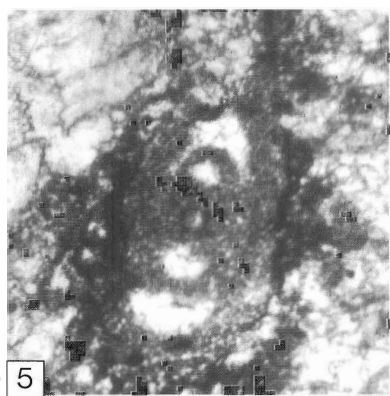
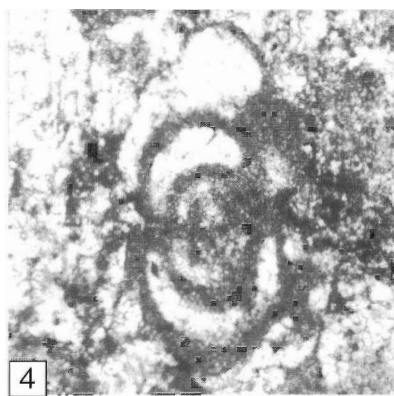
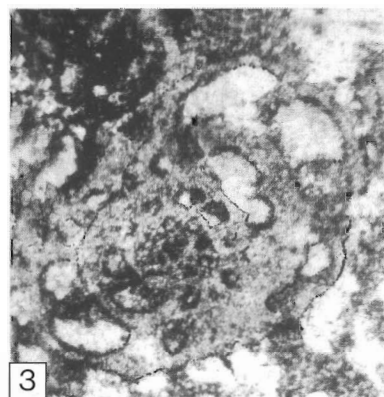
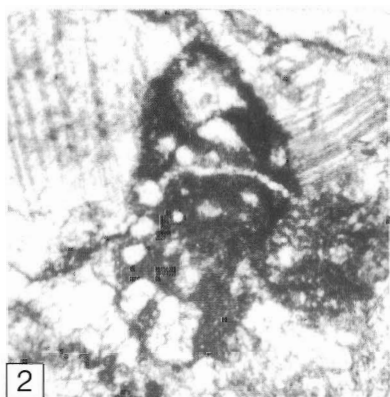
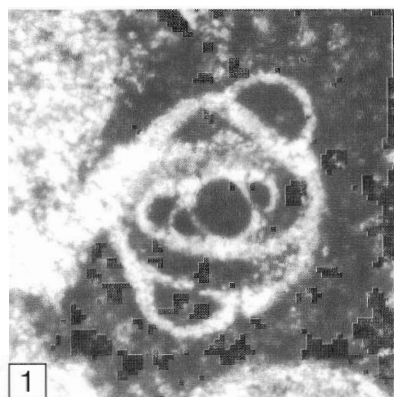
V iných častiach veporika sa vyčlenili ďalšie deformačné štádiá staršie ako presun príkrovov silicika (Plašienka, 1981, 1993, 1999). Deformačné štádium AD_2 sa prejavuje tvorbou priečnej kliváže S_2 ako kliváže osovej roviny vzperových vrás F_2 , intersekčnej lineácie L_2 a ďalších štruktúr orientovaných v smere JZ–SV. Ich vznik súvisí s kompresiou v smere SZ–JV (prešmykové zóny so severnou vergenciou) a postupne S–J a transpresným sinistralným charakterom štruktúr vo fundamente (napr. pohorelská línia – Putiš, 1991; Madarás et al., 1994). Mezoskopické prvky AD_2 možno na odkryvoch daného územia pozorovať len celkom ojedinele, častejšie bývajú na vzorkách zo sutiny najmä verfenských bridlic (priečna kliváž S_2 a korugačná lineácia L_2). Vo vyšších štruktúrnych úrovniach zároveň začali vznikať dextrálne pohyby na štruktúrach orientovaných v smere SZ–JV (deformačné štádium AD_3 – Plašienka, 1993).

Deformačné štádium AD_4 reprezentuje umiestnenie muránskeho príkrovu. Napriek tomu, že jednotky silicika a podobne aj hronika sú grandióznymi pripovrchovými príkrovmi odlepenia, samotný presun mal na štruktúry podložia len minimálny vplyv. Za deformácie úzko späté s presunom možno považovať len krehké – kataklastické lámanie, drvenie a brekciáciu karbonátov ako podložnej föderatskej jednotky, ako aj podošvy samotného muránskeho príkrovu. Rauvakizované karbonatické tektonické brekcie nesú početné znaky hydrotektonických fenoménov a zložitých fluidných režimov zrejme v prostredí pretlaku pórových fluíd, čo umožnilo „hladký“ presun pripovrchových príkrovov (Plašienka a Soták, 1996; Milovský a Plašienka, 1998; Milovský et al., 1999; Milovský, 2000). Je pravdepodobné, že s presunom súvisí mnoho štruktúrnych fenoménov v samom príkrovovom telese, ale odliší ich od mladších naložených štruktúr je v krehkom prostredí veľmi ťažké.

Presun muránskeho príkrovu sa javí len ako krátkodobá pripovrchová epizóda. Štruktúrny vývoj oblasti naďalej kontrolovala severojužná kompresia trvajúca celú vrchnú kriedu a paleogén. Pritom sa deformačné štruktúry v dôsledku chladnutia a výzdvihu stávali čoraz „krehkejšími“ a lokalizovali sa do diskretných zlomových zón – sinistralných smeru JZ–SV (napr. muránsky – Marko, 1993a; deformačné štádium AD_5) a dextrálnych smeru SZ–JV (napr. mýtsko-tisovecký – Marko, 1993b; deformačné štádium AD_6). V muránskom príkrovovom telese vzniklo niekoľko vejárovitých, kulisovite usporiadaných synforiem smeru ZJZ–VSV (napr. synklinála Tesnej skaly – Bystrický, 1959). Južné krídla týchto synforiem sú

◀ Tab. 2. Vápenné riasy a mikroproblematiká z vrstiev spodnokarbónskeho vápenca v doline Furmanca. 1 – *Kamaena delicata* Antropov, x 60; 2 – *Pseudodonezella* sp., x 40; 3 – *Nanopora fragilissima* Maslov, x 40; 4 – *Girvanella problematica* Nicholson a Etheridge, x 60; 5 – riasa *Issinella* (?) *sainsii* Mamet a Roux a foraminifera *Monotaxinoides* (*Eolasiodiscus*) *transitorius* Brajnjkova a Jarčeva, x 90; 6 – *Donezellidae*? indeter., x 40; 7 – foraminifera *Hemithurammmina fimbriata* Mamet, x 90; 8 – zoospóra *Globochaete alpina* Lombard, x 90.

Pl. 2. Calcareous algae and microproblematiks from the Lower Carboniferous limestones in the Furmanec valley



značne stlačené, majú zložitú vrásovo-šupinovitú stavbu (napr. aj južné krídlo synformy Hradovej Tisovského krasu). V nekompetentných spodnotriasových súvrstviach vznikli mezoskopické otvorené až zovreté vzperové vrásky F_5 , lokálne so strmo na S sklonenou osovou klivážou S_5 . Synformy sa zrejme tvorili v najvrchnejšej kriede až v najspodnejšom paleogéne, pretože sa do nej zaradujú gosauské (santónsko-kampánske), ale už nie paleogénne (vrchnoeocénne až oligocénne) sedimenty podtatranskej skupiny (Marko, 1993a). Východné ukončenia týchto synforiem potom amputoval vlastný diskretný muránsky zlom v paleogénnom (predoligocénnom) období.

Ešte mladšie sú extenzné poklesové zlomy, ktoré rejuvenizujú najmä jz.-sv., pôvodne transpresné zlomy. Dobré je to pozorovateľné napr. v oblasti Magnetu a Pacherky, kde sa tieto zlomy stali aj prírodnými cestami pre neovulkanity (obr. 2, 3; cf. Vojtko, 1999, 2000). Bádensko-sarmatský vek vulkanitov a poklesová povaha zlomov smeru JZ–SV dobre korešpondujú s orientáciou JZ–SV hlavného kompresívneho napätia zistenou pre toto obdobie na západnom (napr. Marko et al., 1995) aj strednom Slovensku (Kováč a Hók, 1993).

Diskusia

Na základe nového terénneho a biostratigrafického výskumu zaradujeme šupinu karbónskych sedimentov v doline Furmanca do gemerika. Tento, ako aj podobné izolované výskyty gemerických hornín v nadloží komplexov veporika a v podloží príkrovov silicika označujeme *furmanecká čiastková jednotka*. Ide o horniny, ktorých vekové a štruktúrne zaradenie bolo oddávna predmetom rozličnej interpretácie. Až do 60. rokov 20. stor. sa evidentne karbónske detritické súvrstvia združovali do jednej sukcesie spolu s karbonátmi, ktoré dnes pokladáme za strednotriasovo-vrchnotriasové veporické obalové sedimenty föderatskej jednotky. Najskôr Zoubek (1930, 1935) pokladal muránske mezozoikum za ležiace autochtónne na tomto karbónskom podklade a na tomto základe celú muránsku zónu s granitovým kryštalinikom (neskôr nazvanú kráľovohorská) zaradil do gemeríd (vzhľadom na „gemeridný“ charakter karbónskych aj triasových komplexov). Neskôr prevládol Kettnerov (1937) názor, že kráľovohorské kryštalinikum tvorí jednu jednotku s poludnickým (chočským) príkrovom a že muránske mezozoikum spolu s podložným karbónom je gemeridným príkrovom. Do obalu kráľovohorského pásma sa potom zaradovali len permokýtske klastiká (napr. Pouba, 1951, 1953; Zoubek, 1957). Keď sa však zreteľne presadili náhľady o mezozoickom veku föderatskej série od Dobšinej (Rozlosznik, 1935; Schönenberg, 1946; Biely, 1956; Mahel', 1957) a Tuhára (Fusán, 1962; Gregor, 1964), vyčlenila sa

aj z „karbónu“ v podloží Muránskej planiny spodná karbonátová časť ako metamorfovaný mezozoický obal veporíd (Bystrický, 1959; Biely, 1961). Nadalej sa za karbónske pokladali už len malé výskyty tmavých detritických sedimentov v nadloží föderatskej a v podloží muránskej sukcesie (Pohorelská Maša, Stružník, Hrdzavá, Slávča, Furmanec – obr. 1). Ale po vyradení karbonátových hornín zostalo iba málo dôvodov na ich zaradenie do jednej jednotky spolu s muránskym príkrovom, preto aj dnes panuje predstava, že tieto karbónske sedimenty sú vyvalcovaným zvyškom nižnobocianskeho súvrstvia ipoltickej skupiny chočského príkrovu (napr. Biely, 1966; Vozárová a Vozár, 1988; no uvažoval o tom už Zoubek, 1955). S ochtínsko-podrečianskym vývojom gemeridného karbónu však tieto výskyty nadalej koreloval Kamenický (in Mahel' et al., 1967, s. 365) a Klinec (1976).

Slabo metamorfované spodnokarbónske biostratigraficky datované sedimenty sú v južných zónach centrálnych Západných Karpát známe v podstate iba z dvoch jednotiek. Prvou je ochtínska skupina severného gemerika (resp. črmelika sensu Kozur a Mock, 1997), druhou je turecké súvrstvie turnaika (Vozárová a Vozár, 1992). To sú aj hlavní kandidáti na tektonické zaradenie opisovaného súvrstvia. Argumenty v prospech jedného alebo druhého zaradenia sú nasledujúce.

1. Ochtínska skupina (sensu Vozárová, 1996) sa skladá z hrádockého siliciklastického turbiditového súvrstvia s polohami metabazitov predpokladaného veku vrchný turnén – visén a z lubeníckeho súvrstvia s obsahom karbonátov (vrchný visén – spodný namúr, resp. serpuchoy). V prospech korelácie karbonátového spodnokarbónskeho súvrstvia z doliny Furmanca s lubeníckym súvrstvom ochtínskej skupiny hovorí ich litologická a stratigrafická príbuznosť i analogická štruktúrna pozícia, akú má troska nepochybne ochtínskej skupiny v nadloží tuhárskej sukcesie v divínskej synforme (Fusán, 1962; Gregor, 1964; Plašienka, 1983). Ako argument proti možno uviesť iba príliš malý rozsah šupiny vo Furmanci na zodpovedné korelácie (lenže to platí o akomkoľvek variante), neprítomnosť magnezitových šošoviek a štruktúrnú spätosť s pravdepodobne vrchnokarbónskym klastickým súvrstvom so žilami dioritu, ktoré sa zvyčajne porovnáva s nižnobocianskym súvrstvom ipoltickej skupiny hronika. Pre úplnosť treba dodať, že spodnokarbónske karbonáty vystupujú aj vo východnej časti severného gemerika (črmelikum sensu Kozur a Mock, 1997; M. Grecula, 1998; bankovské vrstvy lubeníckeho súvrstvia ochtínskej skupiny v zmysle Vozárovej, 1996). Okrem masívnych magnezitizovaných rifových telies možno furmaneckú šupinu litologicky porovnať s kalciturbiditmi „systému L“ (M. Grecula, 1998). Karbonáty „systému C1“ sa interpretujú ako sedimenty pelagických prahov (M. Grecula, 1998). Podľa

◀ **Tab. 3.** Foraminiforové asociácie z vrstiev spodnokarbónskeho vápenca v doline Furmanca. 1 – *Archaeodiscus* (*Archaeodiscus*) *karreri* Brady, x 130; 2 – *Endothyra* cf. *lensi* (Conil a Lys), x 130; 3 – *Endothyranopsis* *crassus* (Brady), x 130; 4 – *Eostaffella* *parastruvei* Rauser, x 90; 5 – *Milnerella* *concinna* Potevskaja, x 90; 6 – *Monotaxinoides* (*Eoliasiodiscus*) *transitorius* Brajníkova a Jarčeva, x 90; 7 – *Valvulinella* *latissima* Conil a Lys, x 90; 8 – *Brunsia* *pulchra* Michajlov, x 90; 9 – *Medicris* *breviscula* (Ganelina), x 130; 10 – *Eblanaia* sp., x 130; 11 – *Eotextularia* *diversa* Černyševa, x 45; 12 – *Pseudotaxis* cf. *brazhnikovae* (Bogush a Jufer), x 45; 13 – *Earlandia* *clavata* (Howchin), x 60.

Pl. 3. Associations of foraminifers from the Lower Carboniferous limestones in the Furmanec valley

M. Greculu (1998) sú tieto karbonátové systémy súčasťou výplne tej istej (predoblúkovej) karbónskej panvy (podobne chápe karbónske panvy aj P. Grecula, 1994), v ktorej sa usadili aj marginálne zlepcové a pieskovcové sekvencie, ktoré iní autori pokladajú za sedimenty samostatnej, v čase a priestore oddelenej vrchnokarbónskej dobšinskej skupiny (napr. Vozárová a Vozár, 1988; Vozárová, 1996). Tieto podstatné interpretačné rozdiely potvrdzujú fakt, že litostratigrafiu a sedimentologický model karbónskych súvrství severného gemerika nateraz nemožno považovať za uspokojivo vyriešené a že priestorová a štruktúrna spätosť odlišných karbonátových a siliciklastických súvrství je v rámci severogemerických karbónskych komplexov možná, osobitne ak sa vezme do úvahy ich spoločný ďaleko siahajúci príkrovový presun.

2. Turiecke súvrstvie turnaika študované vo vrte Bru-1 (Vozárová a Vozár, 1992) sa opisuje ako strednokarbónske (vrchný namúr – spodný vestfál, teda baškír; Vozárová, 1996) flyšové súvrstvie obsahujúce distálne siliciklastické turbidity s telesami karbonátovýcholistostrom, parakonglomerátov a kyslých vulkanoklastík. Porovnáva sa so szendrőským súvrstvom fylitov severného Maďarska a hochwipfelským flyšom Južných Álp. Reprezentuje turnaikum, teda superjednotku derivovanú z južného aktívneho okraja meliatického oceánu. Jeho prítomnosť v priamom nadloží na komplexoch veporika by bolo ťažko vysvetliť, ale vylúčiť ju nemožno. Z tesného nadložia veporických jednotiek pri sedle Besník v oblasti Ondrejiska opísal Havrila a Ožvoldová (1996) okrem jurských rádiolaritov pravdepodobného meliatika aj slabo metamorfované triasové karbonáty (napr. pötschenské) a zrejme ich pokladajú za turnaikové. Drobné útržky rádiolaritov aj väčšia šupina karbonátov turnaika tu vystupujú na styku triasového karbonátového komplexu stratenského príkrovu silicika a podložných verfenských bridlíc, ako aj permských klastík gemerika. Títo autori (l. c.) to berú za základ názoru, že stratenský príkrov silicika pochádza zo zón na J od meliatického oceánu a po jeho uzavretí inkorporoval pri presune na S do svojej bázy fragmenty externých turnaikových a meliatických súvrství. Analogicky by potom aj furmanecká šupina spodnokarbónskych hornín na báze muránskeho príkrovu silicika mohla reprezentovať takýto fragment derivovaný z turnaika, navyše keď sa uvažuje o turnaikovej príslušnosti telies slabo metamorfovaných bridlíc a karbonátov na báze muránskeho príkrovu (Vojtko, 1999, 2000). Tomu však protirečí spätosť visénskeho súvrstvia s vrchnokarbónskym (?) klastickým súvrstvom, aké z turnaika ani z príľahlých pásiem nie je známe, a čiastočne aj odlišný litologický charakter a mladší (baškírsky) vek turieckeho súvrstvia.

Z uvedených príčin sa prikláňame k ochtínskej proveniencii furmaneckej šupiny, aj keď isté litologické rozdiely sú, ale to je vo fragmentálne zachovaných sledoch pochopiteľné. Ďalším problémom žiadajúcim si diskusiu je, že spodnokarbónske karbonátové súvrstvie v doline Furmanca nevystupuje samostatne, ale je intímne štruktúrne späté pravdepodobne s vrchnokarbónskym detritickým súvrstvom. To možno litologicky korelovať alebo s nižnobocianskym súvrstvom hronika, so slatvinským súvrstvom revúckej skupiny južného veporika, alebo

s hámorským súvrstvom dobšinskej skupiny severného gemerika. Tu sú argumenty v prospech týchto alternatív a proti nim.

1. Argumenty o nižnobocianskom súvrství sformulovala Vozárová a Vozár (1988). Je to vyšší podiel živcového materiálu v pieskovci a granitoidových obliakoch v zlepcoch ako v hámorskom súvrství a žily dioritu. Ale tieto argumenty nie sú nespochybniteľné, lebo klasty žuly sú bežné aj v zlepcoch hámorského súvrstvia, bazické magmatické horniny sú mylonitizované a rekryštalizované vo fácií zelených bridlíc a nemožno ich priamo korelovať s nižnobocianskymi dioritmi. Proti príslušnosti do hronika hovoria štruktúrne kritériá – karbónske klastiká i magmatity obsahujú paragenézu prvého deformačného štádia AD₁, ktorá v typickej ipolitickej skupine hronika chýba. Z hronika navyše nie sú známe nijaké spodnokarbónske sedimenty. Na báze ipolitickej skupiny sa opísali len útržky granitoidov pokladané za pôvodný hronický fundament (Andrusov, 1936; Vozárová a Vozár, 1979, 1988).

2. Slatvinské súvrstvie by takémuto zaradeniu litologicky vcelku zodpovedalo. Tektonicky by mohlo byť súčasťou juhoveporického príkrovu Markušky (Plašienka, 1984), štruktúrne by to dokonca bolo najvyhovujúcejšie, pretože jeho šupiny sú v identickej pozícii na viacerých miestach (obr. 1). Ale pre markušský príkrov je charakteristické intímne zošupinovatenie detritických komplexov karbonu, permu a spodného triasu (stratigrafická kontrola je však nedostačujúca), pričom permský klastiká majú „veporický ráz“ (arkózový perm, kremencový skýt). Prekážkou je opäť aj spriahnuté spodnokarbónske karbonátové súvrstvie, aké nie je zo samotného veporika známe. Výnimkou by síce mohol byť sinecký komplex (sensu Bezák, 1988; Bezák et al., 1999a, b), ale ten sa – okrem neistého veku – nachádza aj v odlišnej štruktúrnej pozícii, skôr ako súčasť veporického fundamentu. Keď chýbajú spodnokarbónske karbonáty aj permský klastiká, pri niektorých výskytoch ťažko rozhodnúť, či patria do markušskej alebo furmaneckej jednotky (napr. niektoré výskyty v okolí Helpy a Pohorelskej Maše). Miestami sú to dosť veľké telesá metabazitov, medzi nimi aj metadioritov, späté s metasedimentmi, ktoré sa stratigraficky – palynologicky – dokonca definovali ako vrchnodevónske (Planderová, 1978, 1991; Bajanič et al., 1979). Dnes sa už palynológii v metamorfovaných komplexoch veľmi neverí a predmetné horniny sa väčšinou pokladajú za permské alebo vrchnokarbónske, no otázka nie je uspokojivo vyriešená. Nie je vylúčené, že aspoň sčasti ide o gemerické horniny.

3. Keď sme sa priklonili k náhľadu o pravdepodobne ochtínskom pôvode karbonátového súvrstvia, bolo by najprírodzenejšie hľadať analógy s ním spätého siliciklastického súvrstvia v príľahlých, teda severogemerických zónach. Najpríbuznejšie je hámorské súvrstvie, ktoré sa aj v typovej oblasti vystupovania ochtínskej skupiny nachádza v jej nadloží (Vozárová, 1996). Preto sa prikláňame k tomuto variantu.

Z korelácie furmaneckej šupiny karbónskych sedimentov s lubeníckym a hámorským súvrstvom severného

gemerika vyplývajú niektoré dôležité regionálne tektonické závery. Furmanecká šupina nie je jediná – okrem už spomenutej divínskej synformy sú v obdobnej štruktúrnej pozícii fragmenty zrejme karbónskych sedimentov (aj keď bez karbonátového súvrstvia) na viacerých miestach pod muránskym či stratenským príkrovom. Je to najjužnejší cíp Tisovského krasu (dolina Blatného potoka – Jaslište, tam aj s karbonátmi), dolina Slávče, oblasť Stožkov, Struženka, pásmo medzi Pohorelskou Mašou a Šumiacom alebo územie na S od Telgártu (obr. 1). Výskyty na Besníku sú len asi 3 km na SZ od posledných výstupov hámorského súvrstvia v doline Dobšinského potoka, pričom ich tektonická pozícia, litológia i štruktúrny inventár sú identické. To sa v plnom rozsahu týka aj pomerne rozsiahlych výstupov karbónskych sedimentov v tzv. vernárskom pruhu, v nadloží rozsiahleho výstupu markušského príkrovu v okolí Prednej hole (Plašienka, 1984; Madarás a Ivanička, 2000). Aj tam karbónske sedimenty obsahujú prvky deformačného štádia AD₁ až AD₃. Tým sa zásadne odlišujú od litologicky podobného nižnobocianskeho súvrstvia, ktoré na báze ipoltickej skupiny bocianskeho príkrovu hronika vystupuje v nadloží veľkoboček jednotky len pár km na S (obr. 1). Ipolitická skupina a celé hronikum je tu voči svojmu veľkobočekmu podložíu v podobnom štruktúrnom vzťahu, ako sú príkrovy silicika voči svojmu podložíu vo veporiku. To znamená, že na ich báze je výrazná metamorfická a štruktúrna diskordancia, ktorá v južnom veporiku reprezentuje chýbanie okolo 10 až 20 km hrubého horninového stĺpca a časový diapazón troch deformačných štádií zaznamenaných v substráte a chýbajúcich v pripovrchových príkrovoch. Tento diapazón bol na základe tektonickej rekonštrukcie pochovania a exhumácie veporického metamorfického domu, modelovania priebehu alpinskej metamorfózy vo veporiku a existujúcich termochronologických datovaní odhadnutý na zhruba 70 Ma od hranice jura/krieda (pred asi 140 Ma) po najvrchnejšiu kriedu (70 Ma, hranica kampán/mástricht – cf. Janák et al., 1997; Plašienka et al., 1997, 1999; Plašienka, 1997). Až odvtedy totiž možno veporický fundament a jeho obalové jednotky považovať za vychladnuté a obnažené, aby sa tak na ne mohli umiestniť superficiálne príkrovy silicika. Hronické príkrovy sa však do nadložia severoveporickej veľkoboček jednotky nasunuli už skôr, asi vo vrchnom turóne.

Uvedené fakty podporujú už dávnejšie vyjadrený názor (Plašienka, 1984), že sa styčná plocha medzi veporikom a gemerikom nazývaná lubenícka línia sformovala ako násunový zlom už v najspodnejšej kriede a reaktivovala ako extenzný a transpresný či transtenzný zlom počas vrchnej kriedy. Tým sa prakticky vylučuje možnosť, aby prinajmenšom v dnes odkrytom úseku mohla byť koreňovou zónou či jazvou po vytlačení chočského alebo ktoréhokoľvek iného pripovrchového príkrovu Západných Karpát umiestňovaného až počas vrchnej kriedy (vrchný turón v prípade hronických jednotiek, senón? v prípade silicických).

Kozur a Mock (1997, obr. 4, 5) derivujú muránsky a stratenský príkrov („muránikum“) spolu s hronikom a silicikom kdesi z nadložia „črmelika“. Na prvý pohľad by sa mohlo zdať, že naše výsledky takúto predstavu podporujú,

keďže sa pod komplexmi mezozoika muránskeho príkrovu našli karbónske sedimenty korelovateľné s ochtinskou skupinou, typickým predstaviteľom črmelika. Treba však ešte raz zdôrazniť, že muránsky príkrov a opisovaná furmanecká šupina patria dvom úplne odlišným alpínskym superjednotkám, prvá siliciku, druhá zrejme gemeriku. Obidve pri kriedovej orogenéze prekonalí rozdielny paleo-tektonický vývoj, prvá ako „thin-skinned“ pripovrchový príkrov odlepenia, druhá sa pri kolízii dostala do hlbokých úrovní kôry a prekonal exhumáciu v prostredí jadrového metamorfického komplexu. Ich finálne zblíženie je na opísanom území výsledkom najmladšej tektonickej udalosti spätéj so subhorizontálnym príkrovovým (resp. extenzným) preskupovaním pripovrchových horninových mäs. To v podstate znamená, že okrem obdobia po konečnom umiestnení nemajú obidve jednotky nič spoločné. Podobné konštatovanie možno zrejme aplikovať aj na vzťah silicikum verus gemerikum, silicikum verus veporikum či hronikum verus severné veporikum.

Záver

V doline Furmanca v oblasti Tisovského krasu boli prvý raz definované spodnokarbónske (visénske) sedimenty, ktoré možno korelovať s ochtinskou skupinou gemerika. Uprostred detritických, pravdepodobne vrchnokarbónskych sedimentov korelovaných s hámorským súvrstvom severného gemerika tu leží šupina sedimentov obsahujúcich aj karbonáty, ktoré pokladáme za blízke lubeníckemu súvrstviu spodnokarbónskej ochtinskej skupiny. Súbor vrstiev fylitickej a slienitej bridlice, kremenného zlepenca a masívnejšieho sivého vápenca obsahuje aj tenké alodapické polohy biotritických piesčitého vápenca s pomerne bohatou faunou a flórou krinoidov, vápnitých rias, hubiek, a najmä foraminifer, ktoré umožňujú datovať tieto sedimenty ako vrchnovisénske. Týmto svojím vekom, čiastočne litológiou, ale najmä tektonickou pozíciou a štruktúrnym inventárom sú tieto sedimenty identické s príkrovovou troskou, resp. extenzným alochtónom ochtinskej skupiny v nadloží tuhárskej sukcesie föderatskej jednotky v divínskej synforme. Pokladáme za pravdepodobné, že aj ostatné výskyty karbónskych hornín v podloží mezozoika Muránskej planiny, ale napríklad aj vo „vernárskom pruhu“, ktoré sa v súčasnosti väčšinou pokladajú za „chočské“, patria gemerickým jednotkám, prípadne markušskej jednotke ako prechodnému veporicko-gemerickému elementu. Výskyty obsahujúce iba karbónske horniny označujeme furmanecká čiastková jednotka a pokladáme ju za súčasť gemerika.

Štruktúrny inventár oblasti má vcelku „štandardný“ juhoveporický charakter s dominantnými extenznými štruktúrami záveru deformačného štádia AD₁, a to aj v horninách furmaneckej jednotky gemerika, čo jej prislúšnosť ku hroniku prakticky vylučuje. Tektonický vývoj po umiestnení muránskeho príkrovu kontrolovali hlavne sinistralné transpresné pohyby pozdĺž muránskej poruchovej zóny a neskôr dextrálna transtenzia pri umiestňovaní neovulkanických žilných telies.

Podakovanie. Karbónske karbonátové sedimenty sme zistili pri terénom výskume v roku 1995 pri plnení úlohy Regionálny geologický výskum Slovenska – V. etapa v rámci zmluvnej spolupráce s GÚDŠ Bratislava. Táto práca vznikla aj vďaka finančnej podpore Vedeckej grantovej agentúry MŠ SR a SAV (projekt VEGA 4075). M. Havrilovi ďakujeme za spracovanie vzoriek na konodonty a E. Petríkovej za digitálne spracovanie obrázkov.

Literatúra

- Andrusov, D., 1936: Subtatranské príkrovy Západných Karpát. *Carpathica*, 1, 3–50.
- Andrusovová-Kollárová, V., 1960: Nové nálezy amonoidov v triase Západných Karpát. *Geol. Zbor.*, 11, 105–110.
- Bacsó, Z., 1964: Potriasové skarnové ložiská pri Tisovci. *Geol. Práce, Zpr.*, 31, 13–45.
- Bajaník, Š., Biely, A., Miko, O. & Planderová, E., 1979: O paleozoikom vulkanickosedimentárnom komplexe Prednej hole (Nízke Tatry). *Geol. Práce, Spr.*, 73, 7–28.
- Bensaid, M., Termier, H., Termier, G. & Vachard, D., 1979: Le Carbonifère (Viséen supérieur – Bachkirien) entre Bou Chber et Ich ou Mellal (Maroc central). *Ann. Soc. géol. Nord (Lille)*, XCVIII, 189–204.
- Bezák, V., 1988: Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika. *Mineralia Slov.*, 20, 131–142.
- Bezák, V. & Hraško, L., 1992: Základné geologické členenie granitoidov západnej časti Slovenského rudohoria. *Geol. Práce, Spr.*, 95, 25–31.
- Bezák, V., Dublan, L., Hraško, L., Konečný, V., Kováčik, M., Madarás, J., Plašienka, D. & Pristaš, J., 1999a: Geologická mapa Slovenského rudohoria-západná časť, 1 : 50 000. MZP SR, GSSR, Bratislava.
- Bezák, V., Hraško, L., Kováčik, M., Madarás, J., Siman, P., Pristaš, J., Dublan, L., Konečný, V., Plašienka, D., Vozárová, A., Kubeš, P., Švasta, J., Slavkay, M. & Liščák, P., 1999b: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria-západná časť, 1 : 50 000. GSSR, Vyd. D. Štúra, Bratislava, 178.
- Biely, A., 1956: Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. *Geol. Práce, Zpr.*, 5, 37–60.
- Biely, A., 1961: Poznámky ku geológii mezozoika „koreňových zón“ vo veporidách. *Geol. Práce, Zpr.*, 21, 109–125.
- Biely, A., 1966: K problému hranice gemeríd a chočského príkrovu. *Geol. Práce, Zpr.*, 40, 170–171.
- Bystrický, J., 1959: Príspevok k stratigrafii muránskeho mezozoika. *Geol. Práce, Zoš.*, 56, 5–53.
- Conil, R., 1977: The use of the Foraminifera for the biostratigraphy of the Dinantian in the Moravia. In: Holub, V. M. & Wagner, R. H (Eds): *Symposium on Carboniferous Stratigraphy*. Prague, 377–398.
- Conil, R., Longerstaey, P. J. & Ramsbottom, W. H. C., 1979: Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de Grande-Bretagne. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, 7–186.
- Conil, R. & Lys, M., 1968: Utilisation stratigraphique des Foraminifères du Dinantien. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 91, 491–558.
- Fusán, O., 1962: Stratigrafické postavenie karbonátového súvrstvia medzi Tuhárom a Ružinou, severne od Lučenca. *Geol. Práce, Zoš.*, 62, 219–222.
- Greclua, M., 1998: Carboniferous of the Črnelicum terrane, Western Carpathians: relict of a fore-arc basin within Alpine Variscides. *Mineralia Slov.*, 30, 109–136.
- Greclua, P., 1994: Litofaciálny vývoj mladšieho paleozoika hraničnej oblasti gemerika a veporika – problémy a námety. *Mineralia Slov.*, 26, 411–426.
- Gregor, T., 1964: K poznaniu geologickej stavby územia v okolí Podrečian a Tuhára. *Geol. Práce, Spr.*, 33, 31–42.
- Havřila, M. & Ožvoldová, L., 1996: Meliaticum in the Stratská hornatina Hills. *Slovak Geol. Mag.*, 3–4/96, 335–339.
- Hók, J., Kováč, P. & Madarás, J., 1993: Extenzná tektonika západného úseku styčnej zóny gemerika a veporika. *Mineralia Slov.*, 25, 172–176.
- Janák, M., Plašienka, D., Schmidt, S. Th. & Frey, M., 1997: Cretaceous tectonometamorphic evolution of the Veporic core complex (Western Carpathians, Slovakia). *Internat. conf. Deformation mechanisms in nature and experiment, Program and abstracts*, Basel, 30.
- Kalvoda, J., 1978: Predbežná zpráva o výskytu rodu *Endothyranopsis* Cummings, 1955 (Foraminifera) v karbonátové facií vizé v podloží vnějších Karpát. *Zem. Plyn Nafta*, 23, 4a, 513–523.
- Kalvoda, J., 1983: Preliminary foraminiferal zonation of the Upper Devonian and Lower Carboniferous in Moravia. *Knih. Zem. Plyn Nafta*, 4, 23–42.
- Kettner, R., 1937: Geologické poměry okolí Vernáru na Slovensku. *Rozpr. Čes. Akad. Věd, Umění, Tř. 2*, 47, 8, 1–11.
- Klinec, A., 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Sbor. geol. Vied, Záp. Karpaty*, 6, 7–28.
- Klinec, A., 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier Bratislava, GUDŠ.
- Kodym, O. st., Dvořák, J. & Bukovanská, M., 1956: Zpráva o geologickém výzkumu v okolí Tisovce na Slovensku. *Geol. Práce, Zpr.*, 7, 154–156.
- Kováč, P. & Hók, J., 1993: The Central Slovak Fault System – field evidence of a strike slip. *Geol. Carpath.*, 44, 155–159.
- Kozur, H. & Mock, R., 1997: New paleogeographic and tectonic interpretations in the Slovakian Carpathians and their implications for correlations with the Eastern Alps. Part II Inner Western Carpathians. *Mineralia Slov.*, 29, 164–209.
- Kozur, H., Mock, R. & Mostler, H., 1976: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der unteren Schichtenfolge von Ochtná (Slowakei) in das obere Visé und Serpukhovian (Namur A). *Geol. Paläont. Mitt.*, 6, 1–29.
- Krystyn, L., Lein, R., Mello, J., Riedel, P. & Piller, W., 1990: "Tisovec Limestone" – an example of the problems of lithostratigraphic correlation between the Northern Calcareous Alps and the Central West Carpathians. In: Minaříková, D. & Lobitzer, H. (Eds): *Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia*. Fed. Geol. Surv., Vienna, Geol. Surv., Prague, 125–136.
- Lexa, O. & Bezák, V., 1996: Porphyritic granitoids in the western part of the Slovenské rudohorie Mts. Emplacement and deformation in shear zones. *Slovak Geol. Mag.*, 3–4/96, 189–197.
- Lupták, B., Janák, M., Plašienka, D., Schmidt, S. Th. & Frey, M., 2000: Chloritoid-kyanite schists from the Veporic unit, Western Carpathians, Slovakia: implications for Alpine (Cretaceous) metamorphism. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 80, 213–223.
- Madarás, J. & Ivanička, J., 2001: Tektonická pozícia mladopaleozoicko-mezozoických komplexov hornín na východných svahoch Kráľovej hole v Nízkych Tatrách. *Mineralia Slov.*, 33, 15–28.
- Madarás, J., Putiš, M. & Dubík, B., 1994: Štruktúrna charakteristika stredného úseku pohorelskej tektonickej zóny. *Mineralia Slov.*, 26, 177–191.
- Madarás, J., Hók, J., Siman, P., Bezák, V., Ledru, P. & Lexa, O., 1996: Extension tectonics and exhumation of crystalline basement of the Veporic unit (Central Western Carpathians). *Slovak Geol. Mag.*, 3–4/96, 179–183.
- Mahel', M., 1957: Geológia Stratskej hornatiny. *Geol. Práce, Zoš.*, 48a, 1–201.
- Mahel', M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. 1 – Paleozoická jednotky. Bratislava, Veda, 503.
- Mahel', M., Kamenický, J., Fusán, O. & Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II – Západní Karpaty, sv. 1 Academia, Praha, 486.
- Mamet, B. & Roux, A., 1978: Algues Viséennes et Namuriennes du Tennessee (États-Unis). *Rev. esp. Micropaleont.*, 21, 68–97.
- Mamet, B. & Roux, A., 1983: Algues dévono-carbonifères de l'Australie. *Rev. esp. Micropaleont.*, 26, 63–131.
- Marko, F., 1993a: Kinematics of Murán fault between Hrabušice and Tuhár village. In: Rakús, M. & Vozár, J. (Eds). *Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Konf. Symp. Sem.*, Bratislava, GUDŠ, 253–261.
- Marko, F., 1993b: Štruktúrne-geologická analýza mýtňansko-tisoveckého zlomu medzi Breznom a Tisovcom. *Manuskript – archív Kat. geol. a paleont. PF UK Bratislava*, 8.
- Marko, F., Plašienka, D. & Fodor, L., 1995: Meso-Cenozoic tectonic stress fields within the Alpine-Carpathian transition zone: a review. *Geol. Carpath.*, 46, 19–27.

- Massa, D. & Vachard, D., 1979: Le Carbonifère de Libye Occidentale: biostratigraphie et micropaléontologie. *Rev. Inst. franc. Pétrole*, 34, 3–64.
- Mazzoli, C., Sassi, R. & Vozárová, A., 1992: The pressure character of the Alpine metamorphism in the Central and Inner Western Carpathians (Czecho-Slovakia). In: Vozár, J. (Ed.): *The Alpine geodynamic domains: Western Carpathians, Eastern Alps, Dinarides*. Conf. Symp. Sem., D. Štúr Inst. Geol., Bratislava, 109–117.
- Mello, J., 1979: Sú tzv. vyššie subatranské príkrovy a silický príkrov súčasťou gemerika? *Mineralia Slov.*, 11, 279–281.
- Michalík, J., 1977: Paläogeographische untersuchungen der Fata-schichten des nördlichen Teiles des Fatikums in der Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 28, 71–94.
- Milovský, R., 1996: Distribúcia deformácie a štruktúrne vzťahy v profile medzi veporickým kryštalinikom a bázou muránskeho príkrovu. [Diplomová práca.] *Manuskript – archív Kat. geol. a paleont. PF UK, Bratislava*, 92.
- Milovský, R., 2000: Mechanizmy presunu superfaciálnych príkrovov Centrálnych Západných Karpát: úloha pretlaku fluid na ich báze. [Dizertačná práca.] *Manuskript – archív GÚ SAV, Bratislava*, 110.
- Milovský, R. & Plašienka, D., 1998: Emplacement mechanisms of the West Carpathian cover nappes. 3rd Meet. Czech Tect. Stud. Group. *Abstracts. Geolines*, 6, 45–46.
- Milovský, R., Plašienka, D. & Soták, J., 1999: Rauhewackes – a key to understanding the superficial thrusting mechanisms case study from the Murán nappe. *Geol. Carpath.*, 50, spec. issue, 157–158.
- Planderová, E., 1978: Diskusia o veku metamorfovaných sedimentov veporika južne od Hefpy. In: J. Vozár et al. (Eds.): *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Konf. Symp. Sem., Bratislava, GÚDŠ, 315–320.
- Planderová, E., 1991: Vplyv metamorfózy na palynomorfy a syntéza palynostratigrafického výskumu kryštalinika Nízkych Tatier Západ. Karpaty, Sér. Geol., 14, 73–103.
- Planderová, E. & Vozárová, A., 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporid. *Geol. Práce. Spr.*, 70, 129–141.
- Plašienka, D., 1981: Tektonické postavenie niektorých metamorfovaných mezozoických sérií veporika. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – archív GÚ SAV Bratislava*, 153.
- Plašienka, D., 1983: Geologická stavba tuhárskeho mezozoika. *Mineralia Slov.*, 15, 49–58.
- Plašienka, D., 1984: Príkrov Markušky – zväzujúci element veporika a gemerika? *Mineralia Slov.*, 16, 187–193.
- Plašienka, D., 1993: Structural pattern and partitioning of deformation in the Veporic Foederata cover unit (Central Western Carpathians). In: Rakús, M. & Vozár, J. (Eds.): *Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát*. Konf. Symp. Sem., Bratislava, GÚDŠ, 269–277.
- Plašienka, D., 1997: Cretaceous tectonochronology of the Central Western Carpathians (Slovakia). *Geol. Carpath.*, 48, 99–111.
- Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. *Veda, Vyd. SAV, Bratislava*, 127.
- Plašienka, D. & Soták, J., 1996: Rauhewackized carbonate tectonic breccias in the West Carpathian nappe edifice: introductory remarks and preliminary results. *Slovak Geol. Mag.*, 3–4/96, 287–291.
- Plašienka, D., Janák, M., Hacura, A. & Vrbatovič, P., 1989: Prvé údaje o kryštalinite illitu z alpskych metamorfovaných hornín veporika. *Mineralia Slov.*, 21, 43–51.
- Plašienka, D., Janák, M., Frey, M. & Schmidt, S. Th., 1997: Structural and metamorphic evolution of a Cretaceous core complex: the Veporic superunit of the Central Western Carpathians (Slovakia). *Terra Nova, abstr. Suppl.* 9, 1, EUG 9, 158.
- Plašienka, D., Janák, M., Lupták, B., Milovský, R. & Frey, M., 1999: Kinematics and metamorphism of a Cretaceous core complex. the Veporic Unit of the Western Carpathians. *Phys. Chem. Earth (A)*, 24, 651–658.
- Pouba, Z., 1951: Geologie střední části Muránské plošiny. *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol. (Praha)*, 28, 273–300.
- Pouba, Z., 1953: Olověno-zinkové rudy ze severního úpětí Muránské plošiny (Střední Slovensko). *Rozpr. Čes. Akad. Věd, Umění, Tř.* 2, 61 (1951), 41, 1–24.
- Putiš, M., 1991: Geology and petrotectonics of some shear zones in the West Carpathian crystalline complexes. *Mineralia Slov.*, 23, 459–473.
- Rozlosznik, P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobsina. *Geologica hung., Ser. geol., palaeont.*, 5, 1–118.
- Schönenberg, R., 1946: Geologische Untersuchungen an nord-west-land des Zips-Gömörer Erzgebirges (Karpaten). *Z. Dtsch. geol. Gesell.*, 98, 70–120.
- Termier, G., Termier, H. & Vachard, D., 1977: Etude comparative de quelques Ischyrosponges. *Géol. Méditerranéenne*, 4, 139–180.
- Vachard, D., 1980: Tethys et Gondwana au Paléozoïque supérieur les Données Afghanes: biostratigraphie, micropaléontologie, paléogéographie. *Doc. Trav. IGAL, Paris*, 2, 463.
- Vachard, D. & Beckary, D., 1991: Algues et foraminifères Bachki-riens des Coal balls de la Mine Rosario (Truebano, Leon, Espagne). *Rev. Paléobiologie*, 10, 315–357.
- Vachard, D. & Maslo, A., 1996: Précisions biostratigraphiques et micropaléontologiques sur le Bashkirien D'Ukraine (Carbonifère Moyen). *Rev. Paléobiologie*, 15, 357–383.
- Vojtko, R., 1999: Geológia a tektonika Tisovského krasu a okolia. [Diplomová práca.] *Manuskript – archív Kat. geol. paleont. PF UK, Bratislava*, 77.
- Vojtko, R., 2000: Are there tectonic units derived from the Meliata-Hallstatt trough incorporated into the tectonic structure of the Tisovec karst? (Murán karstic plateau, Slovakia). *Slovak Geol. Mag.*
- Vozárová, A., 1996: Tectono-sedimentary evolution of Late Paleozoic basins based on interpretation of lithostratigraphic data (Western Carpathians, Slovakia). *Slovak Geol. Mag.*, 3–4/96, 251–271.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1979: Kryštalinikum v bazálnej časti chočského príkrovu. *Geol. Práce. Spr.*, 72, 195–198.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. *Geol. Práce. Spr.*, 78, 169–194.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. *Bratislava. GÚDŠ*, 314.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1992: Tornaicum and Meliaticum in bore-hole Brusník BRU-1, Southern Slovakia. *Acta geol. hung.*, 35, 97–116.
- Vrána, S., 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und der Foederata-Serie im Mittelteil der Veporiden. *Sbor. geol. Vied. Západ. Karpaty*, 6, 29–84.
- Vrána, S., 1980: Newly-formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporides in relation to the structure of the central zone of the West Carpathians. *Čas. Mineral. Geol.*, 25, 41–54.
- Zagora, I. & Zagora, K., 1999: Zur Biostratigraphie des Oberdevons und Unterkarbons der Forschungsbohrung Pudagla 1/86 auf der Insel Usedom (NE-Deutschland). *Greifswalder Geowissensch. Beiträge*, 6, 347–365.
- Zágoršek, K. & Macko, A., 1994: Karbónske machovky z jedľoveckého lomu ochtinského súvrstvia (gemerikum, Západné Karpaty). *Mineralia Slov.*, 26, 335–346.
- Zoubek, V., 1930: Geologické studie z kořenové oblasti subatranské a zon sousedících jižně Podbrezové. *Věst. St. geol. Úst.*, 6, 190–214.
- Zoubek, V., 1935: Tektonika Horehróní a její vztahy k vývěřům minerálních zřídél. *Věst. St. geol. Úst.*, 11, 85–115.
- Zoubek, V., 1955: Předběžná zpráva o výzkumu oblasti západního ukončení muránskeho príkrovu. *Zpr. geol. Výzk. v Roku 1954, Praha*, 204–207.
- Zoubek, V., 1957: Zpráva o geologických výzkumech pohoří Veporu v okolí Tisovce. *Zpr. geol. Výzk. v Roku 1956, Praha*, 201–203.

Stratigraphic and tectonic position of Carboniferous sediments in the Furmanec Valley (Muráň Plateau, Central Western Carpathians)

The purpose of the paper is to describe a newly discovered occurrence of Lower Carboniferous low-grade metasediments in the central part of the Veporic superunit. These rocks build up a small slice which rests tectonically on top of the Veporic cover and basement complexes and is overlain by Triassic carbonates of the Silicic Muráň nappe (Figs. 1, 2 and 3). Until now, only Upper Carboniferous rocks were recognized in this area, which have been mostly interpreted as a fragment of the Nižná Boca Formation (Stephanian) of the Hronic Choč nappe (e. g. Vozárová and Vozár, 1988). We bring arguments in favour of the presence of Lower Carboniferous deposits within this slice and of its affiliation to the Gemeric Ochtiná Group.

The occurrence consists of low-grade metamorphosed phyllitic and marly slates with intercalations of quartzose conglomerates and sandy bioclastic limestones (Fig. 4). Thin-sections from limestones contain a lot of microfossils, mainly crinoid ossicles. Several fossils of stratigraphic validity, e. g. calcareous algae *Stacheoides tenuis* Peryt and Mamet and *Aoujgalia variabilis* Termier and Termier, and forams *Archæodiscus karreri* Brady, *Eostaffella parastruvei* Rauser, *Endothyranopsis crassus* [Brady], *Valvulinella latissima* Conil and Lys and others (Tabs. 1, 2 and 3) indicate the Upper Visean age of the investigated formation. Based on this age and on the lithological similarity, the occurrence is correlated with the North Gemeric Ochtiná Group. The tiny slice of Lower Carboniferous rocks is surrounded by micaceous shales, sandstones and polymict conglomerates of presumably Upper Carboniferous age, which might be compared to the North Gemeric Hámor Formation.

The structural evolution of the area is partitioned into several deformation stages. The Veporic and Gemeric complexes exhibit records of three Alpine deformation stages that are missing in the overlying Silicic cover nappe system. The most important was the first stage AD₁ that produced penetrative structures in the Veporic basement and cover – flat lying mylonitic foliation and distinct stretching lineation trending WSW–ENE (Fig. 5). These are developed within a broad ductile shear zone with top-to-the-east shear-sense criteria (Hók et al., 1993; Plašienka, 1993; Madarás et al.,

1996). Synkinematic metamorphism reached upper greenschists facies conditions. Traces of this paleo-Alpine (Upper Cretaceous) deformation and metamorphism may be found also in the Carboniferous sediments described here. Both strain and metamorphism decrease upwards gradationally and/or discontinuously due to vertical thinning and telescoping of isograds. This is ascribed to extensional thinning within and above a low-angle normal detachment fault that exhumed the Veporic metamorphic core complex (Plašienka et al., 1999). Nevertheless, the unmetamorphosed Silicic and Hronic (Choč s. l.) nappe systems rest on the Veporic and Gemeric metamorphic complexes with a pronounced structural and metamorphic discontinuity and their emplacement represents as late as fourth deformation event of this region. During the Tertiary, structural development was controlled by a general N–S compression producing SW–NE trending sinistral wrench zones (e. g. the Muráň fault) and NW–SE trending dextral strike-slips (Mýto-Tisovec fault, see Marko 1993a, b). Later, during the Middle Miocene, the W–E extension governed activity of high-angle normal faults which controlled penetration of volcanic dykes (Figs. 2 and 3).

Based on the new stratigraphic determinations and reconstruction of the structural evolution we conclude that the slice of Carboniferous sediments cannot be affiliated to the higher cover nappe units. It is best correlable to the North Gemeric Ochtiná Group, which always occurs in contact with the Veporic superunit along the Lubeník line and sometimes forms also outliers above it (Divín – Tuhár area in the southern part of the Vepor belt). These small remnants are considered to be extensional allochthons of the large-scale Gemeric basement nappe sheet that overrode Veporic complexes during the uppermost Jurassic – lowermost Cretaceous collisional stacking following closure of the Meliatic ocean located south of the present Gemeric superunit (e. g. Plašienka, 1999). The important paleogeographic implication from these suppositions is that the homeland areas or the root zones of the Hronic and Silicic cover nappe systems cannot be placed between the Veporic and Gemeric units, at least not along the presently outcropped part of their contact Lubeník line.

Geochemia organickej hmoty šomodského súvrstvia – paleogeografické interpretácie (turnianska depresia, východné Slovensko)

JÁN MILIČKA¹ a DIONÝZ VASS²

¹Katedra geochemie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského,
Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

²Katedra prírodného prostredia Lesníckej fakulty Technickej univerzity vo Zvolene,
Masarykova 24. 960 33 Zvolen

(Doručené 18. 7. 2000, revidovaná verzia doručená 4. 9. 2000)

Geochemistry of the organic matter in Somodi Fm. – paleogeographic interpretations (Turňa Depression, East Slovakia)

Two types of organic matter were studied in Eocene-Oligocene Somodi Fm. The Somodi Fm. was not fully penetrated by DV-2 borehole, but one of its basal lithotype seems to be the laminated algal limestone with thin intercalations of aquatic type II – I kerogen.

Coally organic matter in calcareous shales and siltstones was identified in Somodi Fm. in HV-36 borehole. The upper part of the borehole comprises dispersed organic matter of II – III kerogen type with debris of terrestrial fytodetrite in considerable calcareous matrix, below approx. 400 m coal seems to be present and the carbonate content decreases partly to detection limit.

Both aquatic and coally kerogens are immature or reach the earliest hydrocarbon generation maturation level. This maturation state is not active at present and was reached most probably several hundred m deeper at the end of Paleogene.

Key words: laminated algal limestone, oil shale, coal, Eocene-Oligocene, Somodi Fm.

Úvod

V turnianskom výbežku Moldavskej kotliny na východnom Slovensku (obr. 1) sa nachádza relikti budínskeho paleogénu reprezentovaný šomodským súvrstvom (Vass et al., 1994). Jeho výstupy na povrch a geologická stavba okolia sú na obr. 2. Okrem povrchových výstupov toto súvrstvie v podloží mladších sedimentov overilo aj viac vrtov.

Vsúvrství je pomerne bohato zastúpená organická hmota, ktorá sa koncentruje v slojoch hnedého, vizuálne lesklého uhlia (podľa americkej klasifikácie ASTM „sub-bituminous C–B coal“) alebo sa vyskytuje vo forme tmavých lamín striedajúcimi sa so svetlejšími laminami riassového vápenca. Okrem toho vystupuje aj vo forme rastlinnej sečky, úlomkov rastlín a listov v pelitických horninách, ako aj ako jemne rozptýlená hmota v pelitických aj karbonatických horninách, ktorým dáva tmavé, tmavosivé až čiernosivé zafarbenie.

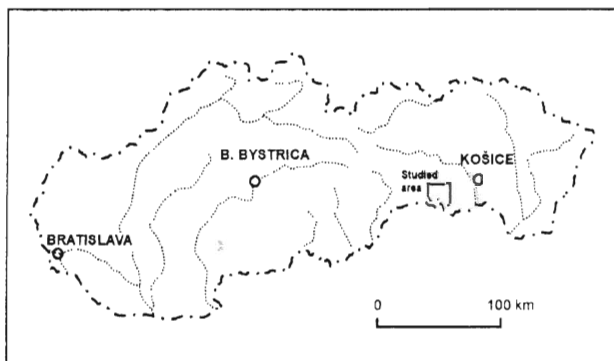
Cieľom tohto príspevku je bližšia geochemická charakteristika organickej hmoty šomodského súvrstvia a jeho paleogeografická interpretácia.

Metodika

Geochemická charakteristika skúmaných vzoriek sa zakladá na zistení obsahu celkového organického C (TOC) a celkového anorganického C (TIC). Kvalita zdrojových

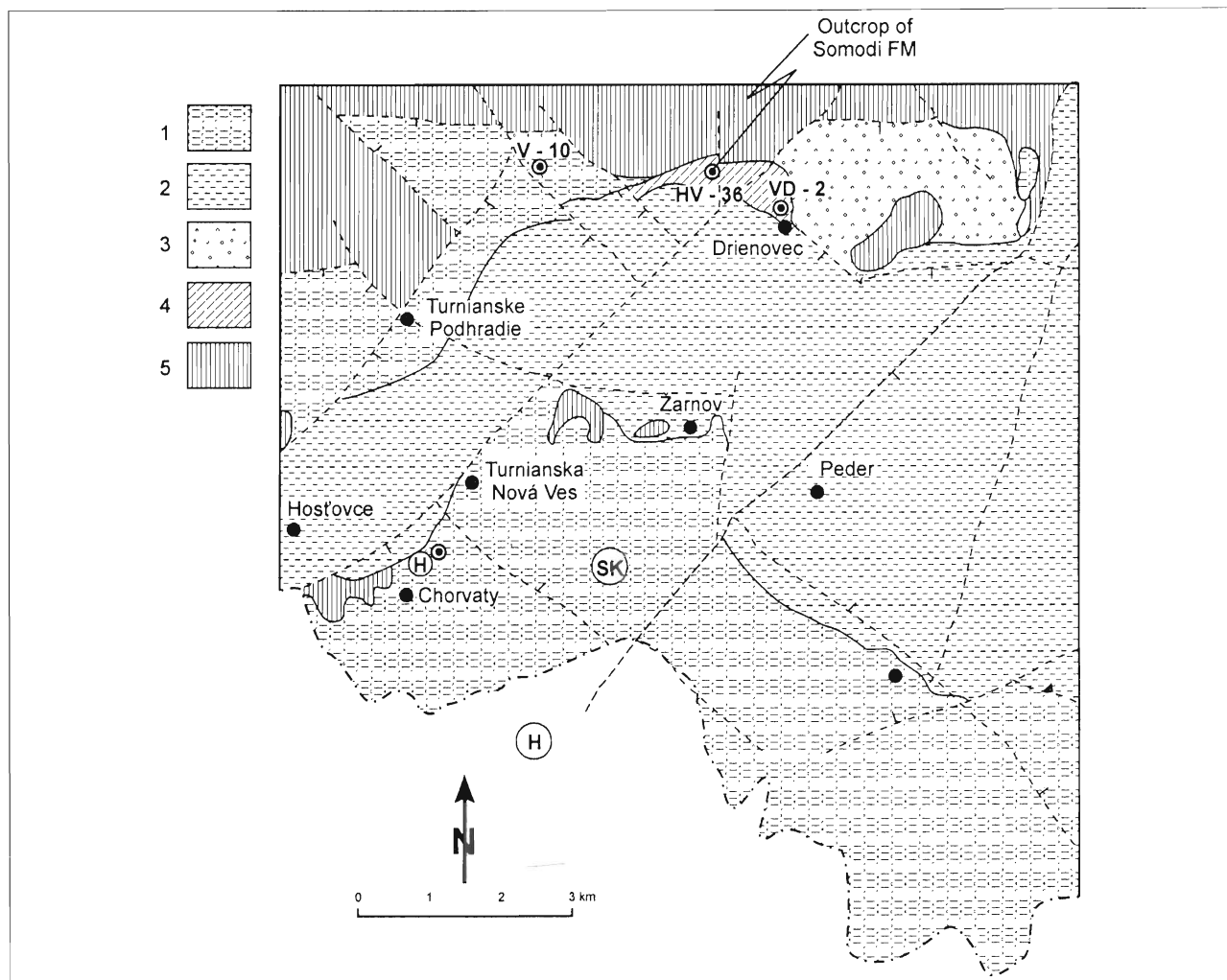
hornín, uhľovodíkový potenciál, typ kerogénu a čiastočne aj miera jeho tepelnej premeny sa interpretujú na základe výsledkov pyrolýzy *Rock-Eval*. Premena organickej hmoty vo vzorkách s fytodetritickým materiálom sa spresnila mikrofotometrickou analýzou.

Spomenuté analýzy sa vykonali v brnianskej pobočke Českého geologického ústavu (ČGÚ) podľa štandardných metodík opísaných v Metodických listoch skúšobného laboratória ČGÚ. Pyrolytické výsledky sa interpretovali v zmysle Espitaliého et al. (1985, 1986).



Obr. 1. Geografická pozícia študovaného územia.

Fig. 1. Geographical position of the studied area.



Obr. 2. Schematická geologická mapa okolia Drienovca (podľa Vassa et al., 1994). 1 – pont, poltárske súvrstvie (štrk, piesok, pestrý íl), 2 – panón. sečovské súvrstvie (íl, piesok, štrk, vložky lignitu), 3 – spodný miocén. drienovský zlepenec, 4 – eocén-oligocén. šomodské súvrstvie: laminovaný riasový vápenc, sladkovodný vápenc, zlepenec, pieskovec, ílovec/prachovec, slojky uhlia, „pebbly mudstone“.

Fig. 2. Schematic geological map of Drienovec and the surroundings (after Vass et al., 1994). 1 – Pontian, Poltár Fm. (gravel, sand, variegated shales), 2 – Pannonian. Sečovce Fm. (clay, sand, gravel, lignite intercalations), 3 – Early Miocene. Drienovec conglomerate, 4 – Eocene-Oligocene. Somodi Fm.: laminated algal limestone, freshwater limestone, conglomerate, sandstone, shale/siltstone, coal seams, pebbly mudstone.

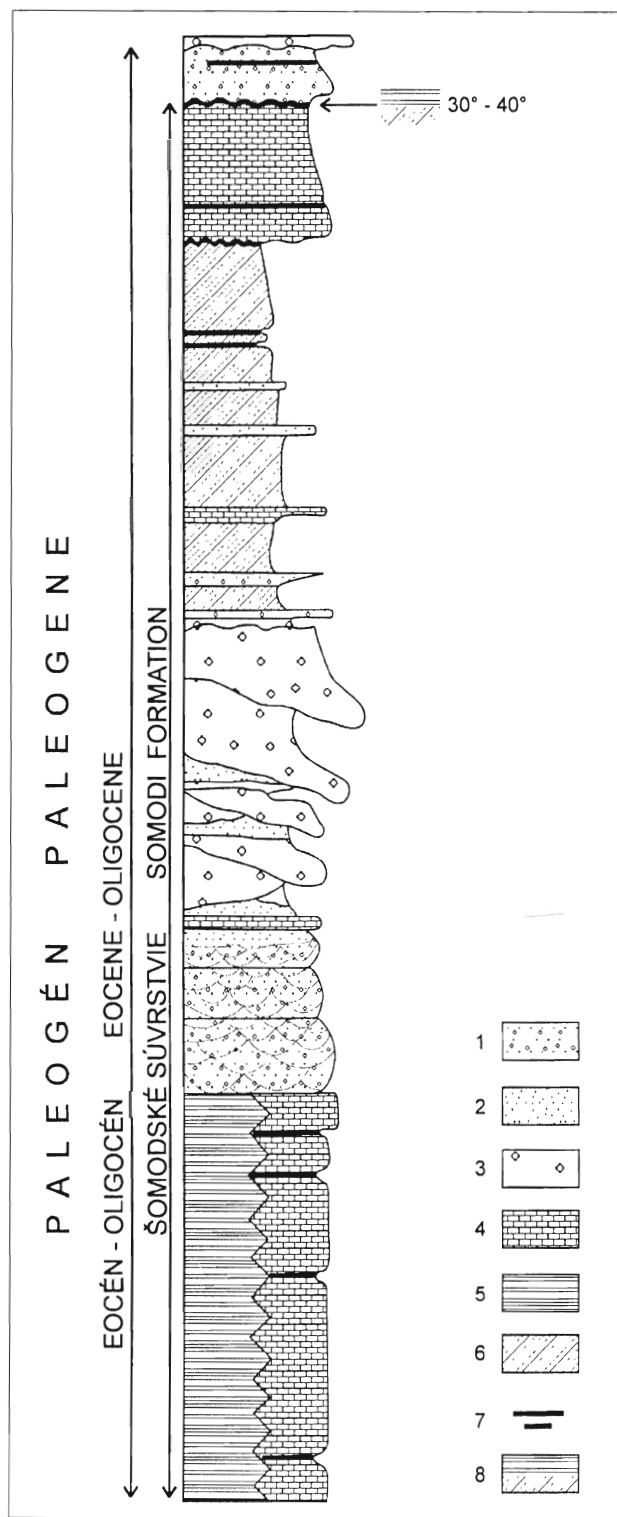
Mikrofotometrické merania na uvedenom pracovisku urobil Milička na prístroji Leitz Wetzlar MPV-II podľa štandardnej metodiky (Stach et al., 1985) pri nasledujúcich podmienkach: monochromatické svetlo $\lambda = 546$ nm, kruhové fotometrické pole $r = 1$ mm, kalibračný štandard – sklená prizma $R_0 = 1,24$ %. Merania sa vykonali v olejovej imerzii na leštených nábrusoch hornín s rezom kolmým na vrstovitost'. Výsledkom je priemerná svetelná odraznosť vitritu na základe súboru n meraní vyjadrená v percentách a smerodajná odchýlka (tab. 1).

Vo vzorkách organickej hmoty v laminovanom riasovom vápenci z vrtu VD-2 sa nevyskytovali merateľné organické súčiastky viditeľné v odrazenom svetle, a preto sa pozorovali pri ultrafialovej excitácii, ktorá štruktúru niektorých macerálov zvyrazňuje, a tak ich diagnózu uľahčuje. Pri uvedených podmienkach sa spozorovali bližšie neurčené planktonické riasy so žltou fluorescenciou.

Geologická a paleogeografická charakteristika šomodského súvrstvia

Šomodské súvrstvie, ktorého neúplná hrúbka je okolo 500 m, doteraz nebola prevrtaná celé a jeho spodné polohy ani podložie nie sú známe. Súvrstvie sa vertikálne aj laterálne na krátku vzdialenosť mení. Zjednodušená schéma jeho litologického vývoja je na obr. 3.

Na základe doterajších vrtov predpokladáme, že jednou z bazálnych facií súvrstvia je laminovaný riasový vápenc (obr. 3), v ktorom sa striedajú do 2 mm hrubé laminy svetlosivého vápenc s tenkými polohami organickej hmoty. Pravdepodobným laterálnym ekvivalentom tejto organicke bohaté karbonátové horniny je tmavosivý celistvý vápenc s laminami a slojkami lesklého hnedého uhlia. Nad týmito horninami ležia hrubodetritické cyklicky usporiadané sedimenty. Dominantným litotypom je



Obr. 3. Litostratigrafická schéma paleogénu šomodského súvrstvia (podľa Vassa et al., 1994). 1 – zlepenec, 2 – pieskovec/piesok, 3 – „pebbly mudstone“, 4 – vápenec, 5 – riasový vápenec, 6 – ílovec, siltovec a silt, 7 – uhľové sloje, 8 – uhľová diskordancia.

Fig. 3. Lithostratigraphic scheme of Somodi Fm., Paleogene (after Vass et al., 1994). 1 – conglomerate, 2 – sandstone/sand, 3 – pebbly mudstone, 4 – limestone, 5 – laminated algal limestone, 6 – claystone, siltstone and silt, 7 – coal seams, 8 – disconformity.

extraformačný zlepenec. Jeho jednotlivé polohy sú prevažne pozitívne gradačne zvrstvené s podpornou obliakovou textúrou v bazálnych častiach cyklov. Zlepenec je tmelený piesčito-karbonátovým, miestami piesčito-kremitým tmelom. Zastúpenie obliakov je pestré. Pochádzajú z mladopaleozoických a mezozoických sekvencií južnej časti gemerika, meliatika, silicika a ojedinele aj zo staršieho paleozoika gemerika. Bežné sú obliaky vrchnokriedových organodetritických karbonátov s rádiolaritmi (Vozárová a Mello in Vass et al., 1994). Uprostred zlepenca sú lavice sladkovodného vápenca hrubé do 3 m. Nad hrubými klastikami nasledujú sedimenty typu „pebbly mudstone“ a vyššie pestrofarebné piesčito-pelitické sedimenty s laminami a slojmi lesklého uhlia. Pelity majú pestré sfarbenie a sú vápnité. V minulosti sa na S od Drienovca v bani Bianka ťažilo uhlie. Podľa Pappa (1915) sa získalo z troch slojov hrubých 1,8 až 2,2 m. Najvyššiu časť súvrstvia tvorí sladkovodný masívny a lavicovitý vápenec béžovej farby s polohami tmavosivého organodetritického vápenca tvoreného úlomkami sladkovodných a suchozemských mäkkýšov. Spodná časť vápenca je brekciovitá, resp. vápenec je biomikritický, vrchná skrasovatená, čo poukazuje na výzdvih šomodského súvrstvia. Uhľová diskordancia medzi šomodským súvrstvom a nadložnými hostišovskými vrstvami (kišcel) poukazuje na tektonické pohyby po usadení šomodského súvrstvia (Vass et al., 1984).

Šomodské súvrstvie má hojnú, ale biostratigraficky málo preukaznú faunu a flóru. Medzi živočíšnymi zvyškami prevláda sladkovodná fauna – mäkkýše, ostrakóda, riasy (*Characea*). V niektorých polohách sa zistil nanoplanktón a spoločenstvo foraminifer. Flóru reprezentujú odtlačky listov a sporomorfy (Lóczy in Papp, 1915; Bůžek et al., 1987, 1989; Samuel a Gašparíková in Barkáč et al., 1985; Snopková, 1987; Pacltová in Fusán et al., 1962; Zlocha, 1989). Tieto organické zvyšky neumožňujú šomodské súvrstvie biostratigraficky korelovať presnejšie, a preto sa zaraduje do relatívne širokého časového obdobia, a to eocénu až oligocénu (Vass et al., 1994).

Najspodnejšie známe litotypy šomodského súvrstvia vznikli v lagúnach na pobreží mora, za pobrežnými valmi a bariérovými ostrovmi na karbonátovom šelfe. V niektorých lagúnach sa pravdepodobne sezónne striedali podmienky priaznivé na usádzanie tenkých polôh organickej hmoty riasového pôvodu s podmienkami priaznivými pre život vápnitých rias tvoriacich v lagúne „rohožkový“ porast – stromatolit. V iných lagúnach dominovala karbonátická sedimentácia. Vápenec aspoň sčasti vznikol zásluhou rias, lebo sú v ňom polohy z rozrušených riasových rohožík. Prostredie lagúny sa občas premenilo na príbrežný močiar, v ktorom boli vhodné podmienky na preuhľňovací proces, a tak sa tvorilo uhlie.

Klastické sedimenty s polohami vápenca vznikali v nadloží lagunárnych sedimentov v riečnom prostredí, do ktorého občas prenikla morská ingesia. Zlepenec predstavuje riečnu dnovú fáciu, kým ostatné litotypy sú sedimentmi riečnej nivy. Najtypickejší a dominantný z nich je pestrofarebný pelit, indikujúci teplú aridnú klímu,

Tab. 1
Základné geologické a geochemické údaje skúmaných jadier vrtov z lokality Drienovec
Basic geological and geochemical data of investigated borehole cores from Drienovec locality

Lokalita ¹	Označ. vrtu ²	Hĺbka ³ m	Región ⁴	Litostratigrafická jednotka ⁵	Stratigrafické zaradenie ⁶	TIC hm. %	TOC hm. %	S1 mg/g	S2 mg/g	HI mg/g	PI	GP kg/t	Tmax °C	Ro %	δ %	n
Drienovec	HV-36	35	Turnianska depresia ⁷	šomodské súvrstvie ⁸	oligocén-eocén ⁹	10,23	1,45	0,10	6,32	436	0,02	6,42	419	na		
Drienovec	HV-36	90	Turnianska depresia	šomodské súvrstvie	oligocén-eocén	9,41	1,09	0,04	4,36	400	0,01	4,40	415	0,32	0,05	23
Drienovec	HV-36	135	Turnianska depresia	šomodské súvrstvie	oligocén-eocén	10,90	0,95	0,01	3,12	328	0,00	3,13	428	na		
Drienovec	HV-36	179	Turnianska depresia	šomodské súvrstvie	oligocén-eocén	11,79	0,42	0,02	1,34	319	0,01	1,36	436	na		
Drienovec	HV-36	195	Turnianska depresia	šomodské súvrstvie	oligocén-eocén	7,11	1,05	0,01	0,96	91	0,01	0,97	426	na		
Drienovec	HV-36	290	Turnianska depresia	šomodské súvrstvie	oligocén-eocén	9,19	1,67	0,05	5,60	335	0,01	5,65	426	0,46	0,05	40
Drienovec	HV-36	332	Turnianska depresia	šomodské súvrstvie	oligocén-eocén	6,00	4,50	0,06	3,74	83	0,02	3,80	423	na		
Drienovec	HV-36	370	Turnianska depresia	šomodské súvrstvie	oligocén-eocén	7,73	4,83	0,07	8,38	173	0,01	8,45	426	0,46	0,06	29
Drienovec	HV-36	375	Turnianska depresia	šomodské súvrstvie	oligocén-eocén	7,83	0,98	0,01	1,06	108	0,01	1,07	428	na		
Drienovec	HV-36	420	Turnianska depresia	šomodské súvrstvie	oligocén-eocén	1,75	0,68	0,03	0,80	118	0,04	0,83	427	na		
Drienovec	HV-36	445	Turnianska depresia	šomodské súvrstvie	oligocén-eocén	0,09	16,13	1,03	42,50	263	0,02	43,53	433	0,48	0,05	53
Drienovec	HV-36	470	Turnianska depresia	šomodské súvrstvie	oligocén-eocén	na	na	0,35	13,32	-	0,03	13,67	430	na		
Drienovec	HV-36	502	Turnianska depresia	šomodské súvrstvie	oligocén-eocén	0,08	34,00	0,64	46,92	138	0,01	47,56	425	na		
Drienovec	HV-36	515	Turnianska depresia	šomodské súvrstvie	oligocén-eocén	0,29	0,32	0,02	0,24	75	0,08	0,26	422	na		
Drienovec	HV-36	530	Turnianska depresia	šomodské súvrstvie	oligocén-eocén	2,86	1,40	0,04	1,84	131	0,02	1,88	434	na		
Drienovec	VD-2	577	Turnianska depresia	šomodské súvrstvie	oligocén-eocén	9,90	1,23	0,10	7,02	571	0,01	7,12	429	na		
Drienovec	VD-2	587	Turnianska depresia	šomodské súvrstvie	oligocén-eocén	11,57	1,93	0,12	12,24	634	0,01	12,36	423	na		
Drienovec	VD-2	597	Turnianska depresia	šomodské súvrstvie	oligocén-eocén	11,31	4,25	0,15	24,62	579	0,01	24,77	426	F		
Drienovec	VD-2	607	Turnianska depresia	šomodské súvrstvie	oligocén-eocén	12,16	5,60	0,23	32,56	581	0,01	32,79	418	na		
Drienovec	VD-2	620	Turnianska depresia	šomodské súvrstvie	oligocén-eocén	11,87	4,43	0,38	29,54	667	0,01	29,92	434	na		

Vysvetlivky: TIC – celkový anorganický uhlík, TOC – celkový organický uhlík, S1, S2, HI, PI, GP, Tmax – parametre pyrolýzy Rock-Eval, Ro – odraznosť vitritu v olejovej imerzii, δ – smerodajná odchýlka, n – počet meraní, F – pozorované pri UV excitácii, na – neanalyzované, hm. % – hmotnostné percento

Explanations: ¹locality, ²well code, ³depth (m), ⁴region, ⁵lithostratigraphic unit, ⁶stratigraphy, ⁷Turnia Depression, ⁸Somodi Fm., ⁹Oligocene-Eocene, TIC – total inorganic carbon, TOC – total organic carbon, S1, S2, HI, PI, GP, Tmax – Rock-Eval pyrolysis parameters, Ro – vitritine reflectance in oil immersion, δ – standard deviation, n – number of measurements, F – observed under UV excitation, na – non analysed, hm. % – weight %

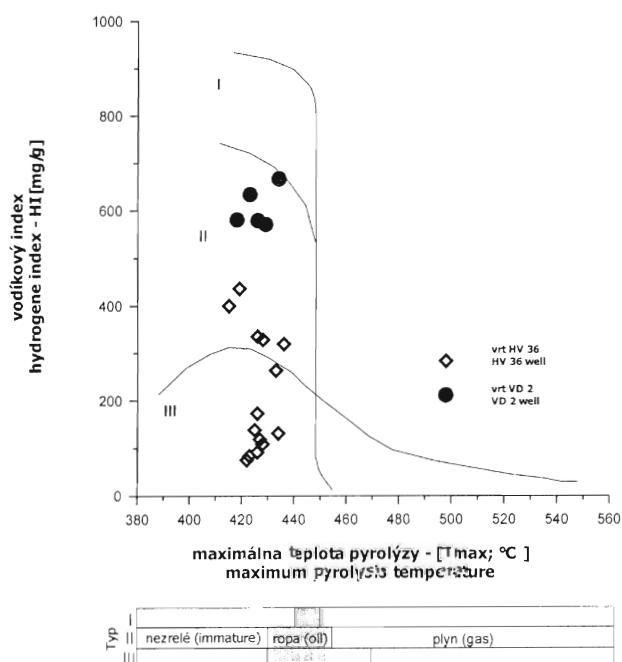
za ktorej pri súčasnom nedostatočnom prínose klastického materiálu v jazierkach s chudobnou vegetáciou a s prispáním chemogénnej precipitácie vznikala sladkovodný vápenec. Aridnú klímu striedali humídne obdobia, keď v močiaroch na riečnej rovine vznikalo uhlie. V znovej oblasti súčasne prebiehalo kaolinické zvetrávanie. Kaolinit je hlavným ílovým minerálom pestrofarebných pelitov. V čase zvýšeného tektonického nepokoja prenikali do riečného údolia bahenné prúdy a zosuvy, čo dokazuje aj výskyt „pebbly mudstones“ vo vrstvovom slede.

Charakteristika organickej hmoty laminovaného riasového vápenca z hĺbky 587 až 620 m vo vrte VD-2 Drienovec

Skúmaná hornina sa interpretuje ako litotyp spodnej časti šomodského súvrstvia. Organický C v nej vystupuje v rozptýlenej forme. Jeho obsah vo všetkých analyzovaných vzorkách prekračuje konvenčne stanovenú hranicu 0,5 hmotnostných percent pre potenciálne zdrojové horniny, v troch prípadoch je takmer na minimálnej hranici, ktorú uvádza Tissot a Welte (1984) pre roponosné bridlice, a v jednom ju prekračuje (tab. 1).

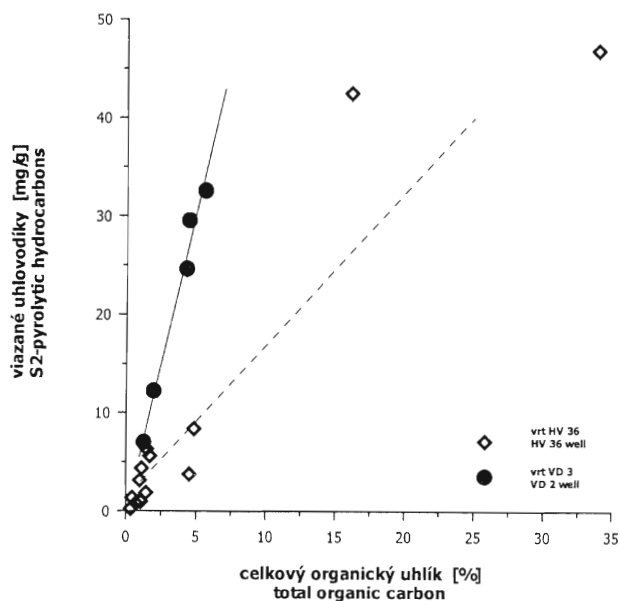
Z kvalitatívneho hľadiska ide o kerogén na rozhraní typu II až I, teda prevažne o riasový kerogén bohatý na relatívny obsah H vznikajúci v akvatickom prostredí (obr. 1). Podporuje to aj prítomnosť žltu fluoreskujúcich rias pri UV excitácii, resp. neprítomnosť väčšieho množstva merateľných úlomkov vyšších drevných rastlín v odrazenom svetle v olejovej imerzii. Tomu zodpovedá aj veľké množstvo uhlíkov (HC) – do 35 kg HC.t⁻¹ – generovaných pri pyrolýze Rock-Eval z relatívne nevysokého

obsahu organického C (do 5,6 hmot. %; obr. 2). Podobné analytické hodnoty tejto horniny (obsah viazaných uhlíkov S2 7,85 až 39 kg HC.t⁻¹) udáva aj Hetényi (in Zlocha, 1989).



Obr. 4. Typ kerogénu na základe HI-Tmax diagramu.

Fig. 4. Kerogen type based on HI-Tmax diagram.



Obr. 5. Charakteristika organickej hmoty na základe pyrolýzy Rock-Eval.

Fig. 5. Organic matter characteristics based on Rock-Eval pyrolysis.

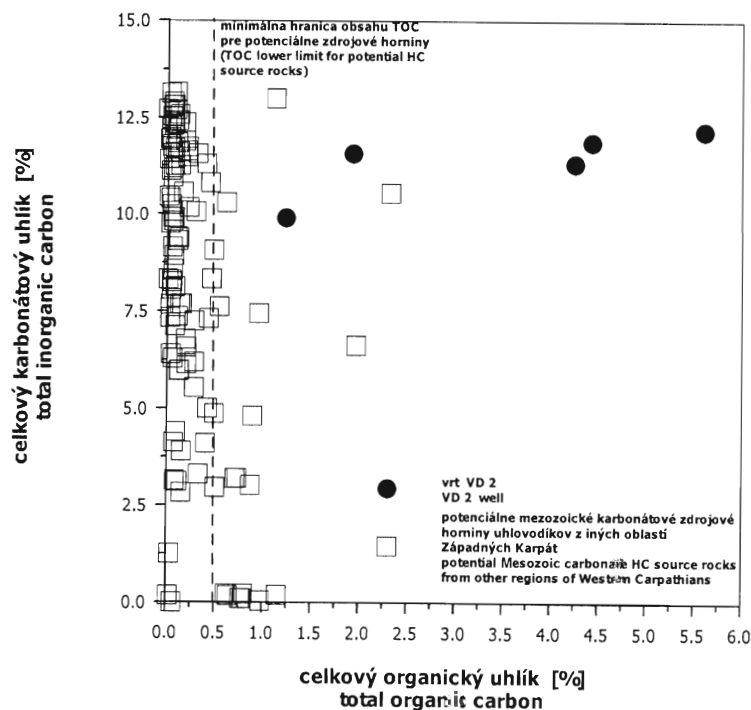
Miera tepelnej premeny, ktorá sa hodnotila podľa teploty maxima pyrolytickej reakcie (T_{max}), poukazuje na nezrelú organickú hmotu z hľadiska potenciálnej produkcie uhľovodíkov na kerogén typu I a jedna vzorka sa blíži ranému štádiu produkcie uhľovodíkov na kerogén typu II (obr. 1). Z hľadiska súčasného uloženia (587 až 620 m) nejde o aktívnu zrelosť, lebo tá sa, najmä podľa hodnôt odraznosti vitrini-

tu v prípade vzoriek vrtu HV 36 (tab. 1), nedosiahla v podstatne hlbších polohách (priemerne o niekoľko sto m hlbšie).

Ako sme už uviedli, litologicky ide o striedanie lamín riasového vápence s tmavými laminami organickej hmoty, ktorá je podľa analýz bohatá na lipidickú zložku a pochádza z rias. Tomu zodpovedá aj vysoký obsah celkového karbonátového C od 10 do 12 hmot. % TIC (tab. 1), čo je 80 až 98 % prepočítaného CaCO_3 . Podľa doterajších skúseností z výskumu potenciálnych zdrojových hornín uhľovodíkov je takýto typ horniny v regiónoch Západných Karpát na území Slovenska skôr výnimkou. V ňom sú potenciálne kvalitné zdrojové horniny uhľovodíkov prakticky vo všetkých ostatných prípadoch zastúpené ílovcom až siltovcom a naopak obsah organického C v karbonátových horninách je na hranici detekovateľnosti alebo je veľmi nízky (napr. Milička in Perezslényi et al., 1996). Vo väčšine takýchto prípadov ide o mezozoické karbonátové horniny s vyšším stupňom termálnej premeny, a teda častí celkového organického C v nich sa už „spotrebovala“. Uvedené súvislosti ilustruje obr. 6.

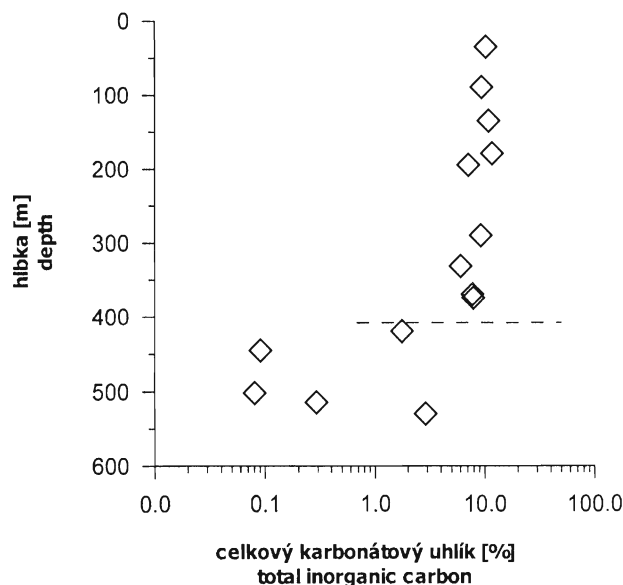
Charakteristika organickej hmoty uhoľnej bridlice a ílovca z vrtu HV-36

Organická hmota uhoľnej bridlice, resp. tmavého, na organickú hmotu bohatého ílovca a siltovca šomodského súvrstvia z vrtu HV-36 je dvojakej povahy. Vzorky z hĺbky približne do 400 m majú mierne vyšší obsah rozptýleného organického C (v priemere okolo 1 hmot. %) a zároveň vysoký obsah karbonátového C, a to 6 až 11,8 hmot. % TIC, čo zodpovedá 50 až 97 % prepočítaného CaCO_3 (tab. 1). Do tohto intervalu spadajú aj dve vzorky s vyšším obsahom TOC (4,5 hmot. %).



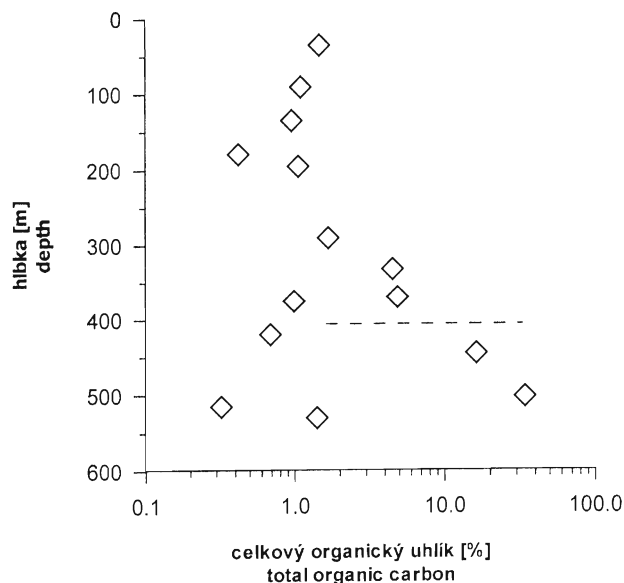
Obr. 6. Vzťah medzi obsahom celkového anorganického a organického C v šomodskom súvrství v porovnaní s inými potenciálnymi karbonátovými zdrojovými horninami uhľovodíkov Západných Karpát.

Fig. 6. Relationship between the total inorganic and organic carbon content in Somodi Fm. in comparison to other potential carbonate source rocks of hydrocarbons in Western Carpathians.



Obr. 7. Obsah celkového karbonátového C v hĺbkovom profile vrtu HV-36.

Fig. 7. Total inorganic carbon content in HV-36 borehole depth profile.



Obr. 8. Obsah celkového organického C v hĺbkovom profile vrtu HV-36.

Fig. 8. Total organic carbon content in HV-36 borehole depth profile.

Väčšia časť organickej hmoty vzoriek tohto intervalu kvalitou zodpovedá kerogénu typu II–III (obr. 4), teda zmiešanému typu, skladajúcemu sa z morských organických zvyškov a vyšších kontinentálnych rastlín, čo sa prejavuje aj výrazne nižším množstvom pyrolyticky generovaných uhlíkov z daného množstva TOC, ako je to v prípade vzoriek vrtu VD-2 (obr. 5).

V hĺbke nad 400 m sa nápadne mení obsah karbonátového (TIC), ako aj organického (TOC) C. Obsah TIC klesol takmer až na hranicu detekcie (hodnoty 0,08 a 2,86 hmot. %; tab. 1), resp. je iba mierne nad ňou (0,08 a 2,86 hmot. %; obr. 7), kým obsah organického C v hĺbke 445 až 502 m naopak vzrástol až na 16–34 hmot. % (obr. 8) a v tomto prípade je akumulovanou – uhoľnou formou organického C, ktorého pyrolyzná charakteristika indikuje terestrický kerogén typu III (obr. 4).

Vďaka výskytu fyto-detritického materiálu bolo možno vo vzorkách z obidvoch hĺbkových intervalov zmerať svetelnú odraznosť vitrinitu v olejovej imerzii (Ro), a tak spoľahlivejšie kvantifikovať tepelnú premenu organickej hmoty (tab. 1), resp. korelovať mieru premeny indikovanú parametrom Tmax a Ro v prípadoch, v ktorých sa odraznosť vitrinitu nemerala. Premena organickej hmoty vo vrte HV-36 je vzhľadom na typ kerogénu porovnateľná s premenou vo vrte VD-2 a svedčí o spoločnej tepelnej histórii šomodského súvrstvia v týchto dvoch vrtoch.

Záver

Šomodské súvrstvie eocénno-oligocénneho veku v závislosti od podmienok sedimentácie obsahuje dva typy organickej hmoty. Prvým je akvatický, riasový kerogén typu II–I (v zmysle Espitaliého et al., 1985). Vo vrte VD-2 sa viaže na laminovaný riasový vápenec s obsahom

prepočítaného CaCO_3 až do 98 %, čo je podľa doterajšieho výskumu potenciálnych zdrojových hornín v Západných Karpatoch na území Slovenska ojedinelé. Tento litotyp obsahom a kvalitou organickej hmoty prakticky spĺňa kritériá na roponosné bridlice, ako ich uviedol Tissot a Welte (1984), resp. Russell (1990).

Organická hmota zastihnutá vo vrte HV-36 približne do hĺbky 400 m kvalitou zodpovedá zmiešanému typu kerogénu II–III, skladajúcemu sa z morských organických zvyškov a vyšších kontinentálnych rastlín. Viaže sa na silne vápnitý ílovec a siltovec šomodského súvrstvia. Pod touto hĺbkou obsah CaCO_3 v niektorých vzorkách klesá takmer až na nulu a obsah akumulovanej formy organického C v uhoľných polohách stúpa až do 35 hmotnostných percent.

V šomodskom súvrství možno rozlíšiť dve kontrastné sedimentačné prostredia, a to morské, v ktorom sedimentoval vápenec bohatý na riasovú organickú hmotu, a sladkovodné, resp. deltové, kde bola dominantná močiarna, uhoľtovná sedimentácia.

Literatúra

- Barkáč, Z. et al., 1985: Záverečná správa Drienovec-bauxit, vyhľadávací prieskum. *Manuskript – archív Geofond Bratislava*.
 Bůžek, Č., Čtyrský, P. & Zlocha, J., 1987: Nové stratigrafické výskumy paleogénu v Drienovci na východnom Slovensku. *Zpr. geol. Výzk. v r. 1987 (Praha)*, 14–17.
 Bůžek, Č., Čtyrský, P. & Zlocha, J., 1989: Stratigrafický výskum paleogénu Turnianské kotliny v okolí Drienovca na východnom Slovensku. In: *Zbor. paleont. konf., Bratislava, GUDŠ, 175–179*.
 Espitalié, J., Deroo, G. & Marquis, F., 1985: La pyrolyse Rock Eval et ses applications. *Partie I. Rev. Inst. Franc. Pét.*, 40, 5, 563–579.
 Espitalié, J., Deroo, G. & Marquis, F., 1986: La pyrolyse Rock Eval et ses applications. *Partie II. Rev. Inst. Franc. Pét.*, 40, 6, 755–784.
 Fusán, O. et al., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape

- ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXXIII (Rimavská Sobota). *Manuskript – archív Geofond Bratislava*, 1–123.
- Metodické listy zkušební laboratoře ČGÚ, pobočka Brno: H-1 Stanovení minerálního a organického uhlíku v horninách; H-2 Měření organické hmoty hornin pyrolýzou Rock-Eval.
- Papp, K., 1915: Magyar Bórodalom vasércés köszénkészlete. *Buda-pest. Franklin-Társulat nyomdája*, 1–964.
- Perezslényi, M., Janků, J., Pagáč, I., Mahel, M. & Čechová, A., 1996: Zhodnotenie perspektív vyhľadávania uhľovodíkov vo vybraných oblastiach Západných Karpát. *MS. Záv. správa vyhľadávacieho prieskumu. Geofond Bratislava*, 196.
- Russell, P. L., 1990: Oil shales of the world, their origin, occurrence and exploitation. *Pergamon Press, Oxford, Toronto*, 753.
- Snopková, P., 1987: Palynologické vyhodnotenie vzoriek z vrtoŕ lokality Drieňovec. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava*.
- Stach, E., Mackowski, M. T., Teichmüller, M., Taylor, G. H., Chandra, D. & Teichmüller, M., 1975: Textbook of coal petrology 2nd revised ed., *Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart*, 428.
- Tissot, B. P. & Welte, D. H., 1978: Petroleum formation and occurrence: A new approach to oil and gas exploration. *Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York*, 254–266.
- Vass, D., Elečko, M., Horská, A., Petrik, F., Barkáč, Z., Mello, J., Vozárová, A., Radocz, G. & Dubéci, B., 1994: Základné črty geológie turnianskej depresie. *Geol. Práce, Spr.*, 99, 7–22.
- Zlocha, J., 1989: Výskyt horľavých a olejnosných bridlíc pri Drienovci. *Geol. Průzk.*, 7, 199–201.

Geochemistry of the organic matter in Somodi Fm. – paleogeographic interpretations (Turňa Depression, East Slovakia)

Relic of Buda Paleogene sediments represented by Somodi Fm. (Vass et al., 1994) in Turňa promontory of Moldava Basin (East Slovakia; Fig. 1) were studied using organic geochemical methods. Fig. 2 shows the outcrops and geological structure of the surroundings. Somodi Fm. was penetrated also by several wells beneath the younger sediments. This formation contains considerable amount of coally organic matter type (subbituminous C-B coal after ASTM classification) as well as of aquatic organic matter concentrated in darker laminae alternating with light algal limestone laminae. Geochemical characteristics and paleogeographic interpretations of these two types of organic matter are the aim of this paper.

Somodi Fm. was not drilled through by boreholes and its incomplete thickness is about 500 m. The lowermost as well as underlying parts are unknown. This formation changes considerable to a relative short distance both in lateral and vertical direction. Simplified lithological scheme is shown in Fig. 3. Based on results of existing boreholes it is possible to suppose that the basal facies of Somodi Fm. comprises a laminated algal limestone, alternating with organic matter laminae reaching up to 2 mm of thickness. The lateral equivalent of this organic rich carbonate rock is most probably dark grey massive limestone with subbituminous coal seams. These sediments are overlain by coarse-detritic, cyclically arranged sediments. Extraformation conglomerate with sandy-carbonaceous, locally sandy-siliceous cement is the dominant lithotype with material from Upper Paleozoic and Mesozoic sequences of southern part of Gemericum, Meliaticum, Silicicum, rarely also from Lower Paleozoic of Gemericum. The conglomerate comprises banks of freshwater limestone up to 3 m thick. Common are also Upper Cretaceous detritic carbonate gravels with radiolarites (Vozárová and Mello in Vass et al., 1994). Coarse clastics are overlain by the pebbly mudstone and sandy-clayey sediments with coal seams. Clays of variegated colour are often calcareous. According to Papp (1915) three 1.8 to 2.2 m thick coal beds were exploited northward of Drienovec village. The uppermost part of Somodi Fm. consists of banks and massive freshwater limestone with layers of dark gray organodetritic limestone. Upper part of this limestone is karstified, which indicates an uplift of Somodi Fm. Disconformity between Somodi Fm. and overlying Hostišovce Beds (Kiscellian) in-

dicates tectonic movements after sedimentation of Somodi Fm. (Vass et al., 1994). Organic remnants study (Löczy in Papp, 1915; Bůžek et al., 1987, 1989; Samuel a Gašparíková in Barkáč et al., 1985; Snopková, 1987; Pacltová in Fusán et al., 1962; Zlocha, 1989) does not allow any more precise biostratigraphic correlations. After Vass et al. (1994) Somodi Fm. is of Eocene to Oligocene age.

Core samples of HV-36 and VD-2 boreholes were analysed using elementary analysis i. e. TIC and TOC content, Rock-Eval pyrolysis and microphotometry (Tab. 1). Pyrolytic results were interpreted in the sense of Espitalié et al. (1985, 1986), microphotometric data – vitrinite reflectance was measured under standard conditions (Stach et al., 1985).

Dispersed organic matter from depth interval of 587 to 620 m in VD-2 borehole corresponds to prevailing algal kerogen rich on relative hydrogen content (type II–I) originating in aquatic environment (Fig. 1). The content and quality of this organic matter type reach practically the criteria for oil shales as indicated by Tissot and Welte (1984) or Russell (1990) with corresponding high amount of fixed hydrocarbons (Fig. 2). Hetényi in Zlocha (1989) published similar analytical values ($S_2 = 7.85$ to 39 kg HC.t^{-1}) for the same depth range. Such a rich carbonate type of hydrocarbon source rock (TIC content from 10 to 12 wt. %, which corresponds to 80 to 98 % of recalculated CaCO_3) is in Western Carpathians rather exception in comparison to other potential carbonate source rocks represented mainly by pelites (Milička in Perezslényi et al., 1996; Fig. 6). Maximal pyrolytic temperature indicates immature kerogen (for type I), one sample reaches to early oil production state for kerogen type two (Fig. 1). This maturity is, with respect to actual depth and thermal conditions, relict and was reached in several hundred metres deeper.

Coally shales organic matter of HV-36 borehole is of dual character. Samples to the depth of approximately 400 m have only moderate increased organic carbon content, about 1 wt. % in average (two samples over 4 wt. %) and high inorganic carbonate content (6 to 11.8 TIC wt. %, which corresponds to 50 to 97 wt. % of recalculated CaCO_3). Kerogen type is of type II–III (Fig. 4) with considerable lower amount of pyrolytic hydrocarbons as in the case of VD-2 borehole (Fig. 5). Below 400 m striking change in both organic and inorganic carbon content occurs. TIC decreases practically

to detection limit (Fig. 7) but the TOC increases in depth interval of 445 to 502 m to 16–34 wt. % (Fig. 8). In this case the organic carbon is represented by accumulated, i.e. coally organic matter it corresponds according to pyrolytic parameters to the terrestrial III type of kerogen (Fig. 4). Vitrinite reflectance measurements indicate comparable organic matter maturity state with those of VD-2 borehole and give evi-

dence about common thermal history of Somodí Fm. in these two boreholes.

Two contrast sedimentary environments can be distinguished in Somodí Fm. Marine, characterized by sedimentation of limestones rich on algal organic matter and freshwater (deltaic), where swamps and coal forming sedimentation was dominant.

Možnosti úpravy kyslého banského výtoku ložiska Banská Štiavnica–Šobov

PETER ŠOTTNÍK a VLADIMÍR ŠUCHA

Katedra ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 10. 2. 2000, revidovaná verzia doručená 17. 4. 2000)

Remediation of acid mine drainage from Šobov mine–Banská Štiavnica

A waste dump formed during the exploitation of quartzite deposit in Šobov mine (Slovakia) produces large quantity of acid mine drainage (AMD) which is mainly a product of pyrite oxidation. Sulphuric acid – the most aggressive oxidation product – attacks gangue minerals, mainly clays, as well. This process lead to a sharp decrease of the pH values (2–2.5) and increase of Fe, Al and SO_4^{2-} contents (TDS = 20–30 mg/l). Passive treatment system was designed to remediate AMD. Chemical redox reactions along with microbial activity cause a precipitation of mobile contamination into a more stable forms. The sulphides are formed in the anaerobic cell, under reducing conditions. Fe-, Al- oxyhydroxides are precipitated in the aerobic part of the system. Precipitation decreases the Fe and Al contents along with immobilization of some heavy metal closely related to oxyhydroxides. Besides oxidation, the wetland vegetation is an active part of on aerobic cell. The system has been working effectively since September 1999. The pH values of outflowing water are apparently higher (6.2–6.8) and contents of dissolved elements (Fe from 2.260 to 4.1, Al from 900 to 0.18; Mn from 51 to 23; Cu from 4.95 to 0.03 mg/l) is significantly lowers.

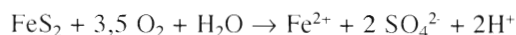
Key words: oxidation, sulphides, reduction, wetland, microbial activity

Úvod

Oxidáciou v zatopených banských priestoroch, na haldách a odkaliskách vzniká kyslý banský výtok (acid mine drainage – AMD), ktorý podporuje aj činnosť oxidačných baktérií. Tento výtok vplýva na okolité prostredie nepriaznivo, ničí vegetáciu, degraduje pôdu a kontaminuje povrchové a podzemné vody.

Kyslý banský výtok vzniká, ak sa sulfidické minerály obsiahnuté v horninách dostanú do oxidačných podmienok. V takom prípade sa sulfidické minerály oxidujú za prítomnosti vody, O a mikroorganizmov na veľmi kyslý a na S bohatý výtok. Acidita, obsah a koncentrácia kovov závisia od typu sulfidických minerálov a od ich množstva.

Počiatočné štádium oxidácie pyritu je pravdepodobne chemické a prebieha pomaly (Auerswald et al., 1998) podľa



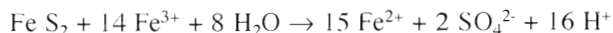
Toto štádium sa volá iniciačná reakcia a vedie k pH režimu vhodnému na fungovanie acidofilných baktérií, akou je napr. *Thiobacillus ferrooxidans*. *Thiobacillus ferrooxidans* je chemolitotrofný, a tak čerpá energiu na fixáciu CO_2 z oxidácie anorganického substrátu (S a Fe^{2+}), ale je aktívny, iba ak je $\text{pH} < 3$.

Mikrobiologickú oxidáciu Fe^{3+} v kyslých podmienkach možno opísať reakciou



Táto rovnica je pri oxidácii pyritu limitujúcim faktorom, pretože Fe^{2+} sa na Fe^{3+} v abiotických podmienkach mení pomaly, pokiaľ pH neklesne pod 5 (Singer a Stumm, 1968, 1970). Pôsobením baktérií, najmä druhu *Thiobacillus*, sa reakcia až 10^6 -násobne zrýchľuje, čiže aktivita baktérií je pri vzniku väčšiny kyslých banských výtokov rozhodujúca.

Baktérie druhu *Thiobacillus ferrooxidans* produkujú Fe^{3+} ióny, ktoré v kyslých podmienkach zostávajú rozpustné, chemicky reagujú so zostávajúcim pyritom, uvoľňujú viac SO_4 a regenerujú Fe^{2+} ióny podľa



Baktérie poskytujú substrátu ešte viac Fe^{2+} , a tak sa cyklus, ktorý poháňajú mikrobiologické procesy, dáva do pohybu. Takáto kombinácia okolností vedie k nezvyčajne silnej acidifikácii banskej vody a k problémom, ktoré jej výtok môže spôsobovať.

Konečný výsledok oxidácie a hydrolýzy Fe^{2+} sa zvyčajne opisuje v podobe



Ak sa niektorý z procesov vyjadrený uvedenými rovnicami spomalí alebo úplne zastaví, spomalí sa alebo zastaví aj kyslý banský výtok.

Interakciou kyslého banského výtoku s okolitými horninami sa horniny obohacujú o ďalšie rozpustné zložky (karbonáty, amorfné látky, fylosilikáty ...), ktoré vo výtoku výrazne zvyšujú koncentráciu solí, a tak celková mineralizácia môže dosahovať až niekoľko desiatok g/l. Práve vysoký obsah rozpustných solí je najväčším problémom pri úprave, resp. likvidácii kyslého výtoku. Upraviť pH na požadovanú úroveň nie je ťažké, ale problémom sú zrazeniny vznikajúce pri zvýšení pH. Ide hlavne o amorfné, resp. pseudokryštalické formy Fe, Al oxyhydroxidov a hydroxysíranov (Bigham, 1996) s vysokým obsahom vody, ktoré majú veľký objem a viažu na seba väčšinu toxických prvkov (Cu, Zn, Pb, Cd, As, Mn ...) nachádzajúcich sa vo výtoku. Z tohto vyplýva, že jednoduchou neutralizáciou by sa vyprodukoval veľký objem v prírodných podmienkach veľmi nestabilných toxických zrazenín.

Technológia pasívnych systémov

Pri odstraňovaní kontaminácie a neutralizácii kyslého banského výtoku možno používať aktívne alebo pasívne postupy. Aktívne postupy sa zakladajú na chemickej neutralizácii kyslého banského výtoku. Ich nevýhodou sú vysoké finančné nároky na chemikálie a obsluhu, ako aj produkcia veľkého množstva toxického kalu, ktorý sa väčšinou uskladňuje v prázdnych banských priestoroch, kde môže časom spôsobiť problémy späť s jeho toxicitou a s vysokým obsahom ťažkých kovov. V súčasnosti sa ukazujú ako výhodnejšie pasívne postupy, lebo nevyžadujú stále chemické vstupy a uprednostňujú prírodný výber chemických a biologických procesov vedúcich k úprave kontaminovanej banskej vody.

Pasívny systém sa môže ako dlhodobé riešenie úpravy využívať pri viacerých typoch kyslého banského výtoku. Je lacnejší ako aktívny postup alebo chemické technológie. Jeho nevýhodou sú veľké nároky na čas a priestor, no rad pasívnych systémov sa už úspešne použil na mnohých miestach (Skousen et al., 1997).

V súčasnosti sa výskum zameriava na odhaľovanie dynamického komplexu chemických a biologických procesov prebiehajúcich v pasívnych systémoch a vedúcich k úprave výtoku (Hyman a Watzlaf, 1995).

Na zber a úpravu kyslého banského výtoku sa prvý raz použila prírodná mokraď s rastlinami *Sphagnum* v Ohio (Huntsman et al., 1978) a v Západnej Virgínii (Wieder et al., 1982). Podobné využitie mokrade s rastlinami druhu *Typha* opísal Brooks et al. (1985), Sencindivera a Bhumbla (1988). Podľa týchto autorov niektoré močiarné rastliny na adaptáciu na nízke pH a vysokú koncentráciu kovov potrebujú dlhý čas, ba pod vplyvom kyslého banského výtoku môže nastať degradácia prírodných močiarní, čo je v rozpore so zákonmi o ochrane životného prostredia (Skousen et al., 1997).

Začiatkom 80. rokov sa uprednostňovali aeróbne odstraňovacie procesy, ktorých cieľom bolo vyzrážanie $\text{Fe}(\text{OH})_3$ (Brodie, 1994). Keďže pri vyzrážaní $\text{Fe}(\text{OH})_3$ produkuje H^+ ióny, Fe sa odstránilo, ale pH často zostávalo okolo 3.

Okolo roku 1987 Hedin et al. (1994) a Wildeman et al. (1993) začali študovať úlohu anaeróbnych procesov, osobitne sulfátovej redukcie v spracúvaní kyslého banského výtoku.

Princípom odstraňovania kontaminácie sulfidickou redukciou je, že rovnako ako sa organické zložky môžu znova premeniť na CO_2 a H_2O , znečisťujúce kovy sa môžu mineralizovať späť na zložky vyskytujúce sa v rudných ložiskách. Keďže tieto anorganické minerály sú zvyčajne reprezentované chemickými formami, ktoré pretrvali dlhé geologické obdobia, je pravdepodobné, že v geologickom prostredí reprezentujú veľmi stabilné chemické formy (Wildeman et al., 1991), a preto je pri odstraňovaní kovov zvyčajne cieľom ich návrat z mobilnej kontaminácie do stabilnej, nemobilnej minerálnej formy. Mnoho z takýchto minerálov, ako je FeS_2 a MnO_2 , sa formuje z vodných roztokov v sedimentárnom prostredí a túto reakciu katalyzujú baktérie. Bionáprava kontaminácie kovmi si vyžaduje optimalizáciu prírodných udalostí, ktoré sa stali v priebehu geologického obdobia (Wildeman a Updegraff, 1997).

Hlavné mechanizmy odstraňovania kovov pomocou mokrade podľa dôležitosti možno zhrnúť takto:

1. formovanie a vyzrážanie hydroxidov kovov,
2. formovanie sulfidov kovov,
3. organické komplexotvorné reakcie,
4. kationová výmena na miestach so záporným nábojom a
5. priama sorpcia na živé rastliny.

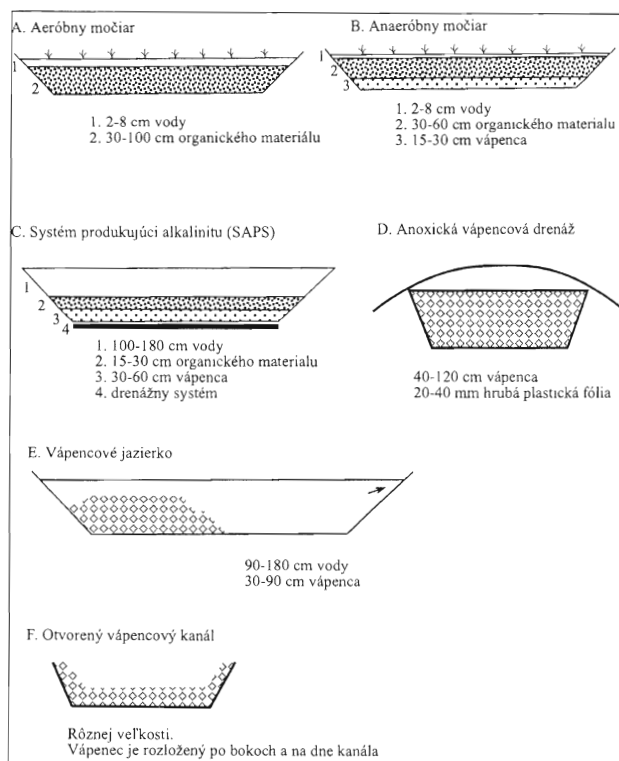
Ďalšie mechanizmy zahŕňajú neutralizáciu karbonátmi, sorpciu na materiál substrátu, sorpciu kovov na riasový materiál a mikrobiologickú redukciu Fe hydroxidov a sulfátov.

Druhy pasívnych systémov

Základnými technológiami pasívnych systémov sú: konštruované mokrade (aeróbne a anaeróbne), anoxická vápencová drenáž (anoxic limestone drainage – ALD), systémy produkujúce alkalinitu (successive alkalinity producing systems – SAPS), vápencové jazierka a otvorené vápencové kanály (open limestone channels – OLC; obr. 1).

Anoxická vápencová drenáž je abiotický systém zložený z pochovanej vápencovej drenáže, ktorá pasívne produkuje alkalinitu, keď cez ňu prúdi voda. Systémy produkujúce alkalinitu spájajú postupy úpravy vody používané pri mokradi aj anoxickej vápencovej drenáži. Oxidovaná voda sa najprv upravuje organickým materiálom odstraňujúcim O_2 a Fe^{3+} a potom anoxicky prúdi cez anoxickú vápencovú drenáž v spodnej časti systému.

Výber a návrh vhodného pasívneho systému závisia od chemizmu a veľkosti prúdu kyslého banského výtoku, lokálnej topografie, od charakteristiky miesta (Hyman a Watzlaf, 1995) a ich pokračovaním je kultivácia návrhu. Všeobecne možno konštatovať, že aeróbne močiare sú vhodné na spracúvanie neutrálnej až slabobázickej vody, anoxická vápencová drenáž vody s nízkym Al, Fe^{3+} a voľným O_2 , systémy produkujúce alkalinitu a anaeróbne močiare kyslej vody s vysokým obsahom Al, Fe^{3+} a voľného O_2 .



Obr. 1. Schematický náčrt pasívnych nápravných systémov (Skousen et al., 1997).

Fig. 1. Schematic outline of passive treatment systems (Skousen et al., 1997).

Aeróbne systémy

Aeróbne močiare sa používajú ako zberné nádrže kyslého banského výtoku poskytujúce dostatok času na prevzdušnenie vody potrebné na vyzrážanie kovov. Voda musí mať dostatočnú alkalinitu, pretože zrážacie procesy produkujú aciditu, ktorá sa musí neutralizovať, lebo aj keď sa v opačnom prípade kovy vyzrážajú zároveň klesne pH. Vyzrážané Fe a Mn hydroxidy sa usádzajú v mokradi alebo odchádzajú s prúdom. Efektívnejší a pre rastliny vhodnejší je prúdiaci systém, lebo je pri ňom lepší kontakt vody s prostredím.

Množstvo odstránených kovov závisí od ich koncentrácie vo vode, obsahu O, pH, alkalinity banskej vody, prítomnosti aktívnej mikrobiologickej biomasy a od času, ktorý voda zostáva v mokradi. pH a pomer acidity a alkalinity obsiahnutej vo vode sú mimoriadne dôležité, pretože pH ovplyvňuje aj rozpustnosť vyzrážaných hydroxidov kovov a kinetiku oxidácie a hydrolyzy kovov. Aeróbne močiare sú najlepšie použiteľné pri vode s dostatkom alkalinity na neutralizáciu acidity z kovov.

Abiotická oxidácia Mn prebieha pri $\text{pH} > 8$, hoci mikroorganizmy sú schopné túto reakciu katalyzovať už pri $\text{pH} > 6$ (Wildeman et al., 1991). Hydroxidy Mn sa vyzrážajú oveľa pomalšie ako hydroxidy Fe a sú citlivé na prítomnosť Fe^{2+} , ktorý oxidáciu Mn spomaľuje alebo úplne zastavuje. Dôsledkom je, že sa v aeróbnej alkalinej vode hydroxidy Fe a Mn nevyzrážajú súčasne, ale Mn

hydroxidy až v neskorších fázach pôsobenia močiarneho systému, a to až po vyzrážaní hydroxidov Fe.

V záujme úspešného fungovania treba mať pri návrhu a konštrukcii aeróbných močiarov na pamäti nasledujúce tézy (Wildeman a Updegraff, 1997):

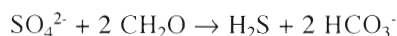
1. Aeróbne odstraňovanie je úspešné, ak pH vody je okolo 5,5 a sú v nej rozpustené karbonáty.
2. Na zvýšenie pH a dodanie alkalinity je vhodná vápencová anoxická drenáž.
3. Vyzrážanie Fe a Mn oxyhydroxidov je primárny odstraňovací proces a ďalšia kontaminácia vody kovmi sa odstraňuje sorpciou na tieto zrazeniny alebo vyzrážaním ako karbonátov.
4. Na úspešné fungovanie systému sú nevyhnutné rastliny, pretože dodávajú do vody O a nahrádzajú organickú potravu. Fotosyntéza sa pri zvyšovaní pH využíva ako primárny proces.

Anaeróbne systémy

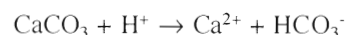
Anaeróbne močiare využívajú prúdenie vody cez substrát bohatý na organickú hmotu, ktorý významne pomáha upravovať vodu. Substrát používaný v močiaroch môže obsahovať vrstvu vápenca na dne alebo vápenec zmiešaný s organickým materiálom. Rastliny sa sadia do organického substrátu. Takýto systém sa používa pri vode s vysokou aciditou a s vysokým obsahom kovov v roztoku, keď sa alkalinita musí generovať v močiaroch.

Alkalinita sa v anaeróbných močiaroch môže produkovať dvojako.

1. Niektoré druhy baktérií, napr. *Desulfovibrio* alebo *Desulfotomaculum*, môžu využívať organický substrát (CH_2O je všeobecný symbol degradovateľnej organickej hmoty) ako zdroj C a síran ako elektrónový akceptor na rast. Bakteriálna premena síranu na sulfid produkuje uhličitánovú alkalinitu podľa



2. Alkalinita môže vznikáť, aj keď vápenec reaguje s aciditou z močiara



Vápenec ďalej reaguje, ak sa udržiava v anaeróbných podmienkach, pretože Fe^{2+} je v anoxickej vode pri $\text{pH} = 7$ relatívne rozpustný, nevznikajú Fe hydroxidy a nepokrývajú vápenec. Bakteriálna sulfátová redukcia a rozpúšťanie vápenca produkujú vodu s vyšším pH a dodávajú uhličitánovú alkalinitu potrebnú na odstraňovanie kovov.

Voda infiltrovaná do systému cez hustý permeabilný organický substrát sa stáva anaeróbnou, hoci obsahuje veľa biologického O. Rozličné mechanizmy odstraňujúce kontamináciu vody, ako je napr. formovanie a vyzrážanie sulfidov kovov, výmenné a komplexotvorné reakcie kovov, sú účinnejšie v anaeróbných ako v aeróbných podmienkach. Mikrobiologická tvorba alkalinity a rozpúšťanie vápenca priamo vyžadujú anoxické prostredie. Anaeróbne systémy produkujúce alkalinitu sú vhodné na úpravu

výtoku s vysokou aciditou, nízkym pH, vysokým obsahom Fe a rozpusteného O (>2 mg/l). Ale mikrobiologické mechanizmy produkujúce alkalinitu sú náročné na čas. Wieder (1995) uvádza, že funkcia a efektivita úpravy kolíše sezónne a s vyzretosťou systému (s dĺžkou činnosti).

Zásady mikrobiologickej ekológie sa na anaeróbne odstraňovacie procesy aplikujú oveľa jednoduchšie ako na aeróbne procesy, pretože rastliny môžu v systéme chýbať a dominujú v ňom mikrobiologické procesy. Systém môže úspešne fungovať pri dodržaní nasledujúcich zásad (Wildeman a Updegraff, 1997):

1. Močiarový substrát musí byť zložený tak, aby sa organický materiál nevyhnutný pre metabolizmus dodával v dostatočnom množstve a poskytoval neutralizačnú kapacitu na udržiavanie pH okolo 7.

2. Mikrobiologické procesy transformujú silné kyseliny, ako je napr. H_2SO_4 , na slabé kyseliny.

3. Produktom reakcii môže byť vyzrážanie kovovej kontaminácie, ako sú sulfidy (CuS , ZnS , PbS , CdS), hydroxidy ($\text{Al}(\text{OH})_3$, $\text{Cr}(\text{OH})_3$) a karbonáty (MnCO_3).

4. Reakcie spotrebúvajúce H^+ musia dominovať nad reakciami produkujúcimi H^+ .

Na začiatku treba anaeróbny systém napúšťať kontaminovanou vodou až do dokonalého premočenia substrátu. Potom sa musí systém nechať asi na dva týždne v pokoji, aby sa aktivizovali mikroorganizmy. Po dvoch týždňoch je systém aktivizovaný a možno doň začať vpúšťať kontaminovanú vodu vo vopred stanovenom množstve (Wildeman et al., 1994).

Pri štúdiu sulfidickoredukčného reaktora v Colorade (Wildeman et al., 1993) sa zistilo, že sa v prvých šiestich týždňoch kovy veľmi ľahko a dobre odstraňovali sorpciou na organický substrát, čo je v tomto štádiu postačujúce. V počiatočných štádiách je v systéme aj veľa ľahko extrahovateľných organických komponentov, ktoré sú výbornou výživou pre baktérie redukujúce S. To je aj príčina ich veľkej aktivity a spôsobuje, že sulfidická redukcia je najvyššia v prvých štyroch týždňoch činnosti systému.

Pri prevádzke pasívneho anaeróbného systému treba počítať so sezónnym kolísaním odstraňovania kontaminácie kovmi. Aktivita baktérií redukujúcich S je známa klesaním s poklesom teploty, ktorý je najdrastickejší pri poklese teploty pod 10°C (Kuyucak, 1991). Z toho vychádza, že v našich zemepisných šírkach bude v zimných mesiacoch aktivita baktérií produkujúcich S a tým aj kvalita úpravy vody pritekajúcej do reaktora klesať. Frekvenčný monitoring teploty a Eh spolu s koncentráciou Fe a sulfidov poskytuje istý prehľad o zmenách aktivity baktérií redukujúcich S s teplotou. Zistilo sa, že v bioreaktoroch Eh rastie, ak teplota klesá, a to s malým časovým posunom. Monitoringom sa overilo, že pokles v hladine sulfidickej redukcie zodpovedá poklesu teploty a rastu Eh (Wildeman et al., 1994).

Dôležité je si uvedomiť aj to, že pri laboratórnych aj praktických pokusoch s dĺžkou činnosti „dozrieva“ aj systém, čiže s dĺžkou fungovania pasívneho systému priamoúmerne rastie aj jeho schopnosť upravovať vodu s väčšou aciditou a s väčším obsahom kovov (Wildeman a Updegraff, 1997).

Kľúčovou úlohou pri sulfátovej redukcii v reaktore je stanoviť optimálne prostredie pre sulfátové reduktanty. Popri dostatočnej sulfátovej koncentrácii je dôležitou environmentálnou podmienkou redukčné prostredie a pH okolo 7 (Postgate, 1979). Keďže sa do močiarnych systémov dodáva bankský výtok s pH okolo 3 a Eh okolo 700 mV (Wildeman et al., 1993) voda môže mikroprostredie ustálené anaeróbnymi baktériami ľahko zničiť, čo by viedlo k limitovaniu reaktantov určením množstva vody, ktoré sa môže spracovávať.

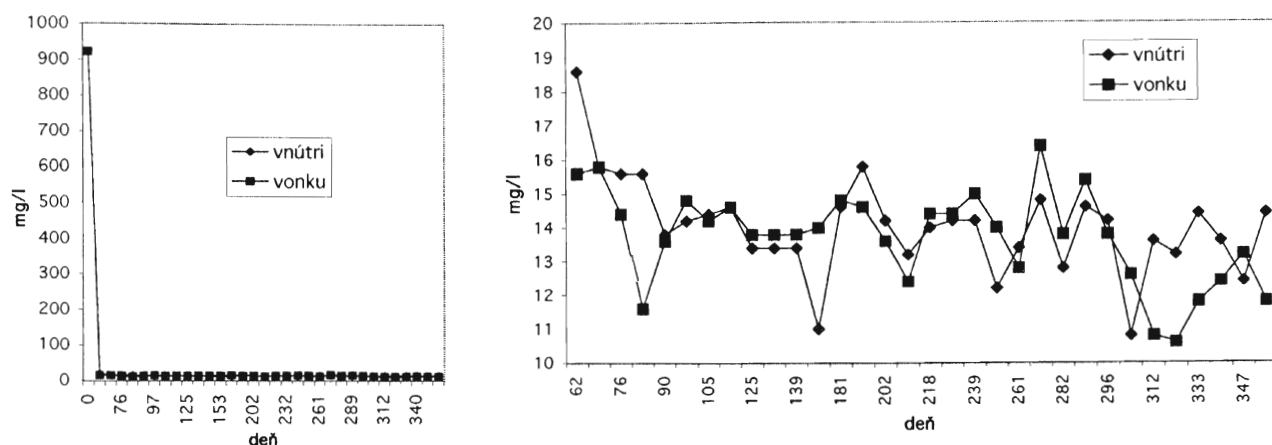
Predpokladá sa, že rýchlosť vzniku sulfidov z baktérií musí byť rovnaká alebo vyššia ako rýchlosť toku ťažkých kovov (Mn, Fe, Cu, Zn) v reaktore. Rýchlosť vzniku sulfidov sa odhadla na 300 μmol sulfidov na cm^3 substrátu za deň (Wildeman et al., 1993). Toto číslo, objem reaktora a koncentrácia kovov v bankskom výtoku sa použili na určenie sily prúdu bankského výtoku cez čistiace systémy (Wildeman a Updegraff, 1997).

Acidifikácia na ložisku Šobov

Šobov je otvorené ložisko, z ktorého sa ťaží hydrotermálny kvarcit na výrobu žiaruvzdorných tehál. Na ložisku je syngenetická a subsekvantná hydrotermálna mineralizácia bohatá na íl (hlavne illit a pyrofylit) a pyrit (Uhlík a Šucha, 1997). Íl a pyrit sa pokladajú za odpad a uskladňujú sa na ložisku vyše 30 rokov. Pyrit, najmenej stabilný minerál odpadu, je oxidovaný a produkuje veľký výtok s nízkym pH (od 1,2 do 2,5) a s obsahom rozpustených solí od 15 do 50 g/l. Hodnota pH a obsah rozpustených solí závisia od množstva kyslého bankského výtoku vytekajúceho z haldy. Po silných dažďoch alebo pri topení snehu, keď z haldy vytekajú 2–3 l kyslej banskej vody za sekundu, je pH vyššie a obsah rozpustených solí nižší. Najnižšie pH a najvyšší obsah solí sú v suchých obdobiach. Zdroj kyslej banskej vody v Šobove je na vrchu kopca, a tak kyslá bankská voda preteká haldou. Vertikálnu cirkuláciu výtoku limituje nepriepustný, na íl bohatý horizont pod povrchom. Vo veľmi daždivých obdobiach výtok príležitostne vystupuje na povrch a rozlieva sa po pôdnom pokryve, a preto sa na kontaminovanej ploche nezistila nijaká vertikálna (Šucha et al., 1997), ale veľmi dobre rozvinutá laterálna zonálnosť, čo dokumentujú rozdiely v pH pôdy. Kyslý bankský výtok vyvoláva výrazné zmeny v pôdnej biológii a povrchovej vegetácii. Ak pH pôdy klesá, výrazne klesá aj počet rastlinných druhov, a to z okolo 25 na 0 pri pH 3 (Uhlík a Šucha, 1997). Výrazné zmeny sú aj v mikrobiologickej ekológii. Fytotoxicitu a genotoxicitu vyvolanú kyslým bankským výtokom zo Šobova dokumentuje Miadoková et al. (1998).

Metodika

Meranie pH sa vykonalo pH-metrom Piccolo plus Hanna a pH-metrom 1120 X, ktorý sa použil aj na meranie oxidačnoredukčného potenciálu. Pri laboratórnych pokusoch sa voda analyzovala fotometricky na prístroji Photometer SQ 300 Merck a analýzy sa priebežne verifikovali kvantitatívnymi chemickými analýzami.



Obr. 2. Obsah Al vo výtoku z pokusných nádob. Na prvom grafe je obsah v porovnaní s obsahom Al vo vode pridávanej do systému (prvá hodnota). Druhý graf je detailom prvého a ukazuje na stabilitu odstraňovania Al z vody počas celého pokusu.

Fig. 2. Al contents in outflow from experimental containers. First graph showing Al contents in outflow versus Al contents in AMD. Second graph is an detail showing stability of Al removal from water during whole experiment.

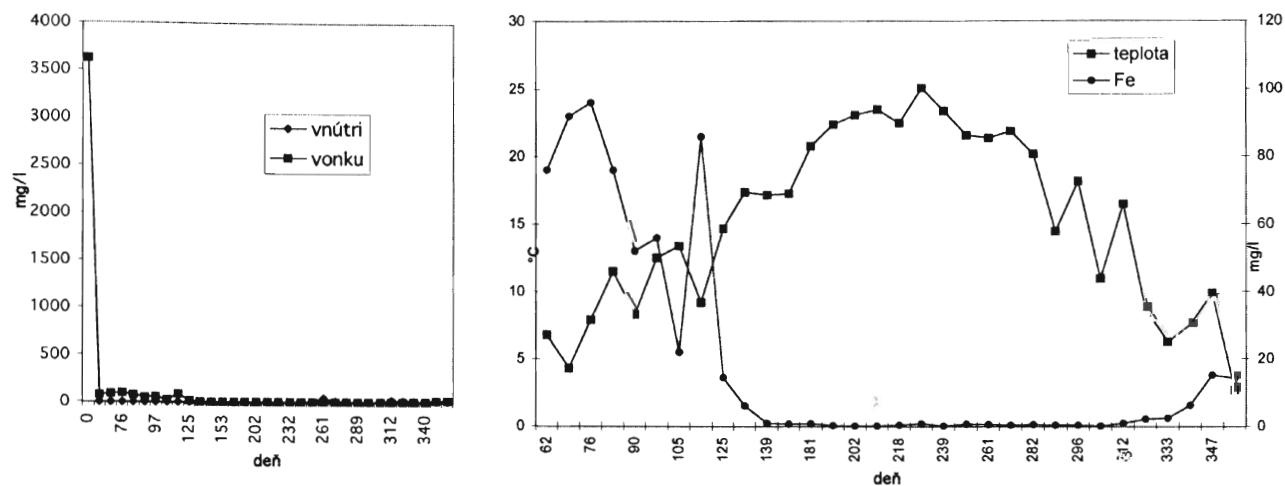
Úprava kyslej vody pasívnym systémom na lokalite Šobov

Etapa laboratórnych pokusov

Možnosti využívať pasívny biosystém na čistenie kyslej vody zo šobovskej haldy sa skúmali v troch fázach. Prvou boli pokusy malých rozmerov v laboratóriu a ich úlohou bolo otestovať vhodnosť materiálov zo zdrojov z blízkosti lokality a zmeny v schopnosti systému upravnovať kyslú vodu acidifikovanú rozličnými vonkajšími faktormi, (napr. teplotou, prítokom a pod.). Použitý materiál sa ukázal ako vhodný. Pokus prebiehal v laboratórnych podmienkach a v exteriéri počas 13 mesiacov.

Z materiálov sa odoberali vzorky a prilievala sa do nich kyslá kontaminovaná voda. Množstvo vody odobratej zo systému a priliatej doň sa postupne zvyšovalo od 50 až po 200 ml každý druhý deň. Postupne prešlo cez pokusné systémy 13,7 l vonku a 14,65 l vnútri. Zároveň sa sledovala zmena teploty, pH a Eh.

Kontaminácia vody Al klesala konštantne. Pokus vykazoval vynikajúce výsledky v oboch nádobách po celý čas trvania pokusu (pôvodná voda 429 mg/l, vo výtoku 0,20 vnútri, resp. 0,46 mg/l vonku; obr. 2). Odstraňovanie Fe veľmi záviselo od teploty (obr. 3) a v nádobe v laboratóriu bolo takmer úplné (pôvodná voda 810 mg/l, vo výtoku 0,19 mg/l). V nádobe umiestnenej vonku bol v zimných mesiacoch obsah Fe niekoľkokrát vyšší (56 až



Obr. 3. Obsah Fe v pokusných nádobách: na prvom grafe v porovnaní s obsahom Fe vo vode pridávanej do systému (prvá hodnota) a na druhom hodnoty Fe vo výtoku z pokusnej nádoby umiestnenej vonku v závislosti od teploty.

Fig. 3. Fe contents in outflow from experimental containers. First graph is showing Fe contents in outflow versus Fe contents in AMD. Second graph is presenting Fe contents in outflow from experimental container situated outside versus temperature.

Pilotný systém

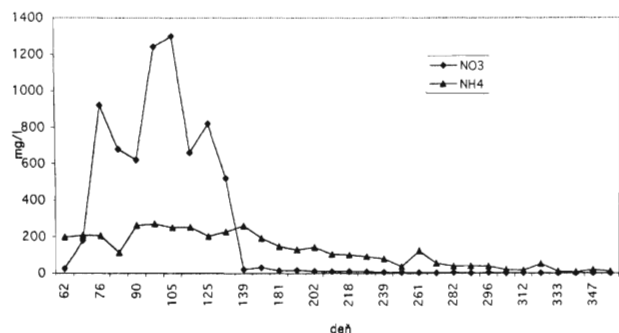
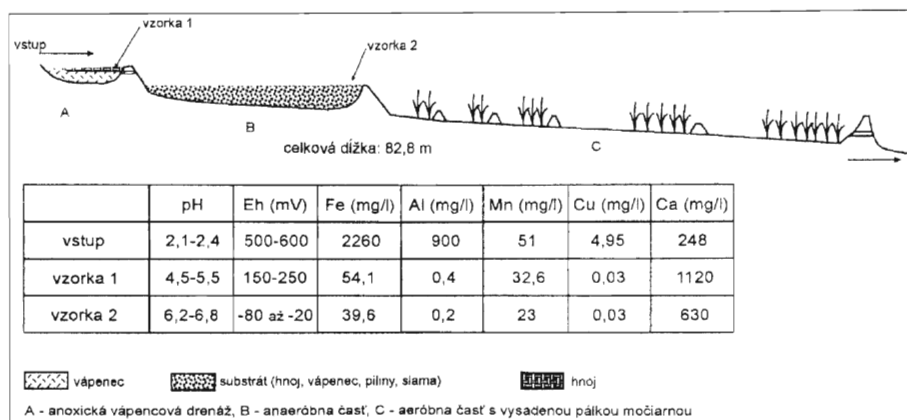
Obr. 4. Obsah NH_4 a NO_3 v pokusnej nádobe umiestnenej vonku.

Fig.4. NH_4 and NO_3 contents in outflow from experimental container situated outside.

Po niekoľkých týždňoch prebiehala tretia fáza, a to budovanie pilotného pasívneho bioreaktora. Systém má tri hlavné časti. Prvou vápencová anoxická drenáž, pri ktorej kyslá voda rozkladá vápenec a ten dodáva do vody alkalinitu potrebnú na rast pH. Druhou časťou je anoxický stupeň naplnený zmesou vápenca a organickej hmoty. Organická hmota je zdrojom sulfidokoredukčných baktérií, zdrojom živín pre baktérie a zároveň zlepšuje priepustnosť substrátu. Vápenec dodáva do systému alkalinitu. Tretí je aeróbný stupeň, v ktorom sa vytráňajú oxyhydroxidy Fe a nastáva sorpcia, resp. koprecipitácia ďalších toxických kovov (Cu, Zn, Mn, As ...). V tejto časti sa vysadili močiarny rastliny schopné aktívne sa zapojiť do dekontaminácie kyslého banského výtoku.



Obr. 5. Pozdĺžny rez pilotným systémom a tabuľka s hodnotami jednotlivých častí systému. A – anoxická vápencová drenáž, B – anaeróbná časť, C – aeróbná časť s vysadenou pálkou močiarnou.

Fig. 5. The longitudinal section of the pilot system and the table presenting values of single cells of the system. A – anoxic limestone drainage, B – anaerobic cell, C – aerobic cell with *Typha angustifolia*.

96 mg/l). Po oteplení, keď vonkajšia teplota neklesala pod 10 °C, obsah Fe klesal a po istom čase bol porovnateľný s obsahom z pokusu v laboratóriu (0,43 mg/l).

V prvých týždňoch pokusu bolo v obidvoch nádobách viac NO_3 (dnu 760–1020, vonku 660–1300 mg/l) a NH_4 (dnu 250–390, vonku 198–260 mg/l). Obsah NO_3 časom výrazne poklesol (až na 5,8 mg/l dnu, resp. 3,8 mg/l vonku), čo mohlo spôsobiť postupné vyplavovanie dusičnanov. Postupne, ale oveľa pomalšie ako NO_3 klesal aj obsah NH_4 (až na 50 mg/l dnu, resp. 34 mg/l vonku; obr. 4).

Oxidačnoredukčný potenciál mal stále zápornú hodnotu medzi -300 až -370. Anoxické prostredie a redukčnú činnosť baktérií potvrdzovala aj prítomnosť H_2S a povlak na hladine, ktorý sa identifikoval ako zmes kalcitu a rýdzej S. V laboratórnych podmienkach sa simuloval aj aeróbný stupeň reaktora, do ktorého sa vylievala voda z obidvoch nádob. Pokus bol úspešný a v aeróbnej časti po celý čas žili riasy.

Druhou fázou bol menší pokusný systém (120 l) priamo na mieste budúceho bioreaktora a sledovanie jeho činnosti. Pokus prebiehal podobne ako v laboratóriu a výsledky boli porovnateľné s laboratórnymi.

Výsledky pilotného systému v podstate zodpovedajú výsledkom dlhodobého získaným z experimentov. Vápenecová drenáž zvyšuje pH z pôvodných 2,25 na 4,5–5,5 a mnohonásobne zvyšuje obsah Ca vo vode (z 248 na 1120 mg/l). V anoxickom jazierku pH ďalej rastie na 6,2–6,8. Lokálne v jazierku pH klesá, čo spôsobuje presakovanie kyslej vody cez boky nádrže, ale tej nie je toľko, aby systém nebol schopný eliminovať jej nepriaznivý vplyv. V anoxickom jazierku výrazne klesá aj obsah Fe (z 2260 na 4,1 mg/l), Al (z 900 na 0,18 mg/l) Mn (z 51 na 23 mg/l) a Cu (z 4,95 na 0,03 mg/l). Oxidačnoredukčný potenciál klesá z pôvodnej hodnoty okolo 650 mV na hodnotu okolo -80 mV. Výsledky pokusu zhŕňa obr. 5.

Do budúcnosti možno očakávať zlepšenie výkonnosti systému, lebo typickou vlastnosťou pasívnych reaktorov je, že „dozrievaním“ systému jeho schopnosť upravovať vodu rastie.

Záver

1. Pasívne systémy sú pri čistení kyslej banskej vody účinné, schopné odstrániť nízke pH a vysokú koncentráciu kovov a síranov.

2. Pasívne čistenie je lacnejšie ako aktívne, nevyžaduje obsluhu a neprodukuje nebezpečný odpad.

3. Pasívny čistiaci systém možno úspešne použiť na úpravu kyslej banskej vody na Šobove.

Podakovanie. Ďakujeme za spoluprácu š. p. DINAS v Banskej Belej. Projekt v rámci podpory vedecko-technických projektov financovalo Ministerstvo školstva SR. Časť chemických analýz sa vykonala v Geologickom ústave Prírodovedeckej fakulty UK.

Literatúra

- Auerswald, K., Stanjek, H. & Bigham, J. M., 1998: Soils and environment – soil processes from mineral to landscape scale, International Development Research Centre, Ottawa, Canada, 1–247.
- Bigham, J. M., Schwertmann, U. & Pfab, G., 1996: Influence of pH on mineral speciation in bioreactor simulating acid mine drainage. *Applied Geochemistry*, 11, 845–849.
- Brodie, G. A., 1994: Staged, aerobic, wetlands-based acid drainage treatment systems design, construction, and operation. In: Means, J. L. and Hinchey, R. E. (Eds.): *Emerging technology for bioremediation of metal*, Battelle Memorial Institute, Columbus, Ohio, 1–35.
- Brooks, R. P., Samuel, D. E. & Hill, J. B., 1985: Wetlands and water management of mined lands. *Proceedings of a Conference held 23–24 October 1985. The Pennsylvania State University, University Park*, 1–400.
- Hedin, R. S., Narin, R. W. & Kleinmann, L. P., 1994: Passive treatment of coal mine drainage. *Information Circular 9389, U. S. Department of the Interior, Bureau of Mines*, 1–35.
- Huntsman, B. E., Solch, J. G. & Porter, M. D., 1978: Utilisation of sphagnum species dominated bog for coal acid mine drainage abatement. GSA (91st Annual Meeting) Abstracts, Toronto, Ontario.
- Hyman, D. M. & Watzlaf, G. R., 1995: Mine drainage characterisation for the successful design and evaluation of passive treatment system. *17th Annual National Association of Abandoned Mine Lands Conference, French Lick*, 170–185.
- Kuyucak, N. O. & Wheeland, K. G., 1991: In-situ bacterial treatment of AMD in open pits. *Proceedings of the Second International Conference on the Abatement of Acidic Drainage, Montreal, PQ*, 335–354.
- Postgate, J. R., 1979: The sulphate-reducing bacteria. *Cambridge Univ. Press, New York*, 1–220.
- Sencindiver, J. C. & Bhumbra, D. K., 1988: Effects of Cattails (Typha) on metal removal from main drainage. *Bureau of Mine Information Circular 9183, Pittsburgh, PA*, 359–366.
- Singer, P. C. & Stumm, W. W., 1968: Kinetics of the oxidation of ferrous iron. In: *2nd Symp. on Coal Main Drainage Research. Bituminous Coal Research, Inc., Monroeville, Pa*, 12–34.
- Singer, P. C. & Stumm, W. W., 1970: Acid mine drainage: the rate determining step. *Science*, 167, 1121–1123.
- Skousen, J., Rose, A., Geidel, G., Foreman, J., Evans, R. & Hellier, W., 1997: Handbook of technologies for avoidance and remediation of acid mine drainage. *The National Mine Land Reclamation Centre West Virginia University Morgantown, West Virginia*, 1–111.
- Šucha, V. et al., 1996: Čiastková záverečná správa – komplexný model environmentálnych účinkov ťažby rudných nerastných surovín v typových oblastiach Slovenskej republiky. *PF UK, Bratislava*, 1–118.
- Šucha, V., Kraus, I., Zlocha, M., Streško, V., Gašparovičová, M., Lintnerová, O. & Uhlík, P., 1997: Prejavy a príčiny acidifikácie v oblasti Šobova (Štiavnické vrchy). *Mineralia Slov.*, 29, 407–416.
- Weider, R. K., Lang, G. R. & Whitehouse, A. E., 1982: Modification of acid main drainage in a freshwater wetlands. *Proceedings of the Symposium on Wetlands in the Unglaciaded Appalachian Region. West Virginia University*.
- Wildeman, T. R., 1991: Drainage from coal mines: chemistry and environmental problems. *Geology in Coal Resource Utilisation, Teach Books, Fairfax, VA*, 499–511.
- Wildeman, T. R., Cevaál, J., Whiting, K., Gusek, J. & Scheuering, J., 1993: Laboratory and pilot-scale studies on the treatment of acid rock drainage at a closed gold-mining operation in California. In: *International Land Reclamation and Mine Drainage Conference and the Third International Conference on the Abatement of Acidic Drainage, Pittsburgh, PA*, 1–8.
- Wildeman, T., Gusek, J., Miller, A. & Fricke, J., 1994: Metals, sulphur, and carbon balance in a pilot reactor treating lead in water. In: Means, J. L. and Hinchey, R. E. (Eds.): *Emerging technology for bioremediation of metal*, Battelle Memorial Institute, Columbus, Ohio.
- Wildeman, T. R. & Updegraff, D. M., 1997: Passive bioremediation of metals and inorganic contaminants. In: *Perspectives in environmental chemistry, Oxford*, 473–495.
- Uhlík, P. & Šucha, V., 1997: Distribúcia pyrofylitu ložiska Šobov a porovnanie jeho vlastností s pyrofylitom z Víglašskej Huty. *Mineralia Slov.*, 29, 1.

Remediation of acid mine drainage from Šobov mine–Banská Štiavnica

Acid mine drainage (AMD) occurs as a result of sulphide oxidation enhanced by bacterial activity. Sulphuric acid, the most aggressive AMD component, affects all other minerals in the surrounding rocks and increases the mineralization and decreases the pH of AMD. Interactions of AMD with the environment cause pollution of surface and ground waters, changes in vegetation and soil degradation.

The paper is focused on the example of remediation of AMD from quartzite mine Šobov, situated near the city of Banská Štiavnica in Slovakia. AMD here has pH about 2.5 and content of dissolved salts is over 20 g/l. Al, Fe and SO₄ are the most common components found in AMD which already affected over 145,000 m² of the site.

Remediation of such a mineralized water could not be done by simple neutralization because it produces enormous volume of hydrated sludge containing most of toxic elements in very unstable forms. We describe, in the paper, remediation

based on passive treatment under anaerobic and aerobic conditions. The approach was used before to treat the AMD from coal mines having low mineralization and from ore mines with higher pH (over 3.5). It has never been used for AMD with such a high mineralization and low pH.

For particular remediation of the AMD at the site of Šobov we designed passive treatment consisting of anoxic lime drainage (increasing pH and adding alkalinity), anaerobic and aerobic cells. Before final design was applied, a set of laboratory and field experiments were conducted. The main aim of the experiments was selection of the most effective combination of materials for filling the cells, and understanding the best conditions for anaerobic cells operation. Laboratory determination shows very promising results. pH of AMD was increased to 6 and the metal contents were significantly reduced (Fe from 2,260 to 0.1 mg/l; Al from 900 to 10.8 mg/l; Mn from 27 to 7 mg/l). Iron removal is temperature dependant. If the temperature

re drops below 10 °C the removal is less effective, probably due to lower activity of sulphur reducing bacteria. H_2S has been detected during all laboratory experiments and on the surface of treated water elemental sulphur and calcite were detected by X-ray diffraction. At the beginning of experiments high contents of NO_3 and NH_4 were detected in effluent water but they decreased rapidly with the time of treatment. Eh values were measured continuously and they appeared to be constant at about -350.

According to the experiments a pilot scale remediation system was designed next to the source of AMD at the Šobov site. For anaerobic cells a combination of organic matter (organic agricultural waste, saw dust) and limestone chips were used. Effluent water from anaerobic system contained much lower concentrations of metals ($\text{Fe} = 54.1$, $\text{Al} = 0.4$, $\text{Mn} = 32.6$, $\text{Cu} = 0.03$ mg/l) and significantly higher pH (6.2–6.8).

Hemimorfit $\text{Zn}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ z jaskyne Zlomísk v Nízkyh Tatrách

DANIEL OZDÍN¹, PAVEL UHER², ĽUBOMÍR SLIVA³, MONIKA ORVOŠOVÁ⁴,
PAVEL FEJDI⁵ a EVA ŠAMAJOVÁ⁶

¹Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, ozdin@gssr.sk

²Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

³Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského,
Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

⁴Slovenské múzeum ochrany prírody a jaskyniarstva, Školská 4, 031 01 Liptovský Mikuláš

⁵Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského,
Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

⁶Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 20. 4. 2000, revidovaná verzia doručená 22. 5. 2000)

Hemimorphite from the Zlomísk Cave, the Nízke Tatry Mts., Central Slovakia

Hemimorphite $\text{Zn}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ has been found as tiny veinlets with cerussite in limonitized crust with remnants of sulphide ore minerals (pyrite, sphalerite and galena) at a fault zone of the Zlomísk Cave. Hemimorphite forms fan aggregates of greyish-white crystals, up to 3 mm long. Cell parameters are: $a = 10.705(16)$, $b = 8.388(6)$, $c = 5.124(4) \cdot 10^{-10}$ m (Å). The mineral contains up to 1.76 wt. % FeO (0.12 Fe apfu). Studied hemimorphite is a product of hypogene alteration of sphalerite-bearing sulphide-rich assemblage in the surrounding Middle Triassic limestones of the cave.

Key words: hemimorphite, Pb-Zn mineralization, cave, Nízke Tatry Mts., Slovakia

Úvod

Pri speleologickom výskume jaskyne Zlomísk sme našli dohrdzava sfarbenú limonitovú kôru so žilkami neznámeho minerálu, ktorý sa identifikoval ako hemimorfit $\text{Zn}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. V jaskyniach sa najčastejšie nachádza kalcit, aragonit, sadrovec a niektoré guánové minerály, najmä apatit a brushit. Vzhľadom na to, že ostatné minerály sa vyskytujú v jaskyniach len veľmi vzácné, venujeme tomuto výnimočnému výskytu hemimorfitu tento príspevok.

Geologická pozícia a genéza jaskyne

Jaskyňa Zlomísk sa nachádza na západnej strane Jánskej doliny približne 5 km južne od obce Liptovský Ján v Nízkyh Tatrách. Jej celková známa dĺžka je 10 315 m a je hlboká 137 m. Vyvinutá je v telesách gutensteinského a reiflinského vápenca stredného triasu (egee–pelsón) chočského príkrovu hronika (Biely, ed., 1992). Jaskyňa tvorí zložitý fluviookrasovo-korozívno-rútivý jaskynný systém (Bella a Holúbek, 1999), ktorý vytvorila alochtónna voda potoka Štiavnica, odvodňujúceho granitoidné horniny masívu Ďumbiera, a v menšej miere aj autochtónne vody odvodňujúce značne tektonicky predisponované mezozoické komplexy bielovážskej sekvencie masívu Krakovej hole (1751 m n. m.). Jaskyňa je iba fragmentom pôvodne rozsiahlejšieho jaskynného systému, ktorý sa začína ponorom Predbystrá a končí vyvieračkou Hlboké (Hanzel, 1977; Magdolen a Holúbek, 1996). Vzorky s hemimorfitom sme našli v maximálne 30 cm hrubej limonitovej výplni tektonickej strižnej zóny v centrálnej časti jaskyne v priestore nazvanom Popolvárova komnata v blízkosti priechodu do Juditinej siene (obr. 1).

Experimentálne metódy

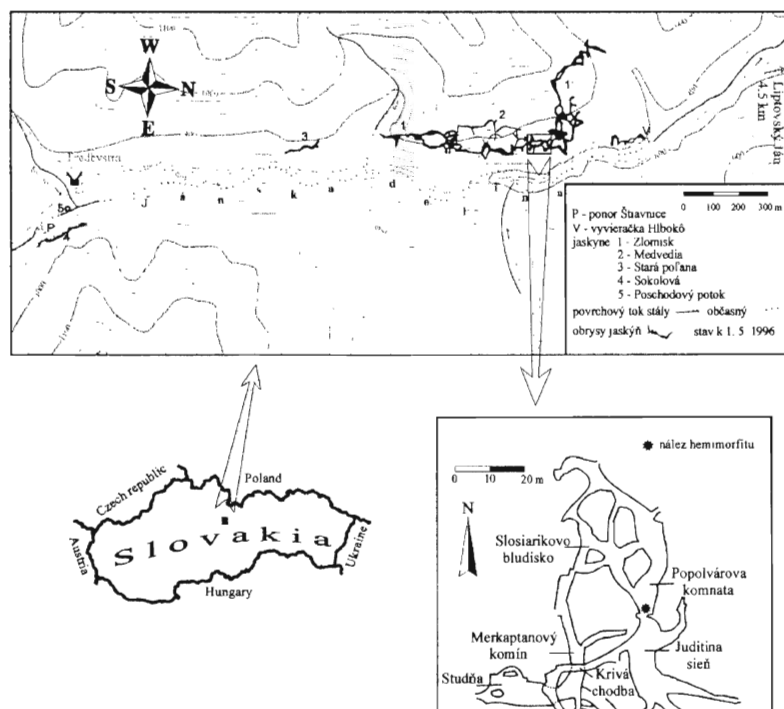
Rtg. difrakčnú práškovú analýzu hemimorfitu sme vyhotovili na prístroji DRON-3 (Geologický ústav PF UK) za týchto podmienok: žiarenie Cu K α , antikatóda Ni, rýchlosť posunu ramena goniometra 1°/min., napätie 40 kV a prúd 20 mA. Štruktúrne parametre minerálu sa vypočítali a spresnili metódou najmenších štvorcov pomocou programu CELREF (Appleman a Evans, 1973).

Chemické zloženie hemimorfitu sme zistili energiovodisperznou analýzou na elektrónovom mikroanalýzátore JEOL JXA 733 Superprobe so softvérom KEVEX SIGMA (ŠGÚDŠ v Bratislave) pri urýchľovacom napätí 15 kV, vzorkovom prúde 1.2 nA, priemere elektrónového lúča 3–5 μm a čase merania vzorky 100 s. Použili sa tieto štandardy: SiO₂ (Si K α), Al₂O₃ (Al K α), FeO (Fe K α), willemite (Mn K α), kovový Zn (Zn K α), MgO (Mg K α) a wollastonit (Ca K α). Bodové elektrónové mikroanalýzy hemimorfitu boli prepočítané programom FORMULA s dopočítaním OH⁻ a H₂O na ideálnu stechiometriu pri normalizácii na sumu kationov 6.000.

Opticky sa hemimorfit študoval na polarizačnom mikroskope Amplival Zeiss a na dokumentáciu morfológie, ako aj kompozície minerálov v odrazených elektrónoch (BSE) sa použil riadkovací elektrónový mikroskop JEOL JSM-840.

Výsledky

Hemimorfit sa vyskytuje v týchto štyroch základných typoch: 1. maximálne 2 mm hrubé žilky z drobnokryštalického hemimorfitu dymovej až hnedočiernej farby, 2. výplň krátkych žiliek z jemnokryštalického až práškovitého bieleho hemimorfitu, 3. radiálnolúčovitých až 7 mm veľkých agregátov



Obr. 1. Mapa výskytu jaskyne Zlomisk (Holúbek a Vajs, 1996, upravené) s vyznačeným výskytom hemimorfitu.

Fig. 1. Map of the Zlomisk Cave (Holúbek and Vajs, 1996, adapted) with marked hemimorphite occurrence.

čiernohnedej farby, 4. v dutinkách drúzy zložené z priehľadných až priesvitných idiomorfných, najčastejšie prizmatických kryštálov skleného lesku (obr. 2 a 3) veľké do 1 mm.

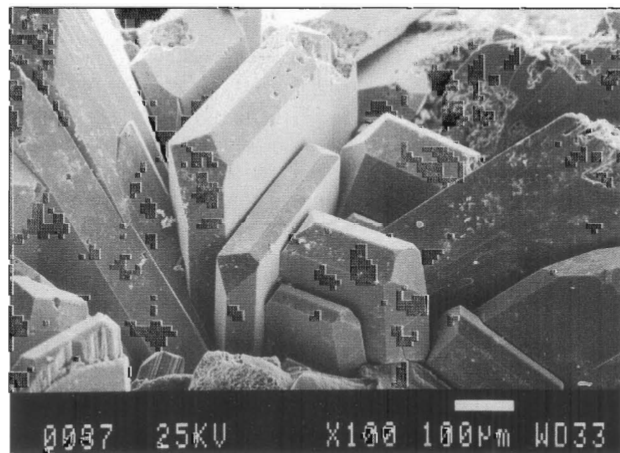
Hemimorfit má dobrú štiepatelnosť podľa [110] a niektoré prizmatické kryštály sú vertikálne ryhované (obr. 2, kryštály vľavo dole). Lokálne sú domatické plochy intenzívne alterované (obr. 2 hore). Na obr. 2 je drúza hemimorfitu, v ktorej možno pozorovať dva navzájom kolmé systémy paralelného narastania kryštálov. Paralelné narastanie (nie zrást) troch jedincov hemimorfitu dobre ukazuje detail na obr. 3. Na idealizovanom kryštáli hemimorfitu z jaskyne Zlomisk sú tieto kryštálové tvary (obr. 4): {001}-pedión, {010}-pinakoid, {110}-prizma, {011}-dóma, {101}-dóma, {301}-dóma, {001}-pedión, {101}-dóma. Morfológická interpretácia SEM fotografie hemimorfitu je na obr. 5.

Vo výbruse pri rovnobežných nikoloch je hemimorfit bezfarebný, bez pleochroizmu, so štiepnymi trhlinami podľa

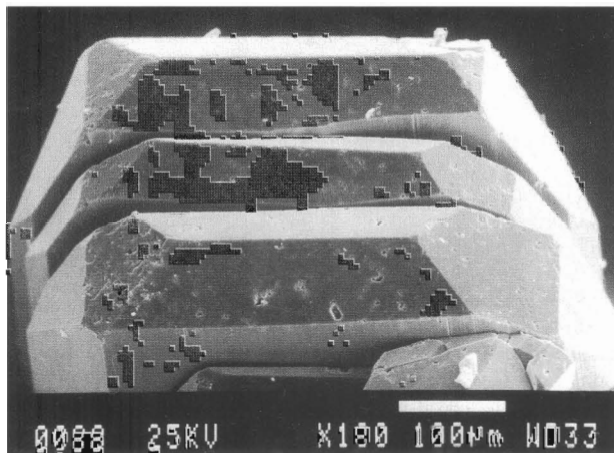
[110] a [001] a pri skrížených nikoloch je zreteľné rovnobežné zhasínanie minerálu.

Rtg. difrakčnou analýzou sme zistili difrakčné maximá (tab. 1) a vypočítali mriežkové parametre $a = 10.705(16)$, $b = 8.388(6)$, $c = 5.124(4) \cdot 10^{-10}$ m (Å), ktoré sú identické s tabuľkovými hodnotami (Berry, ed., 1974, JCPDS 5-0555). Ako prímes sme v difrakčnom zázname identifikovali aj ceruzit, ktorého hlavné difrakčné maximá sú na rtg. zázname (tab. 1).

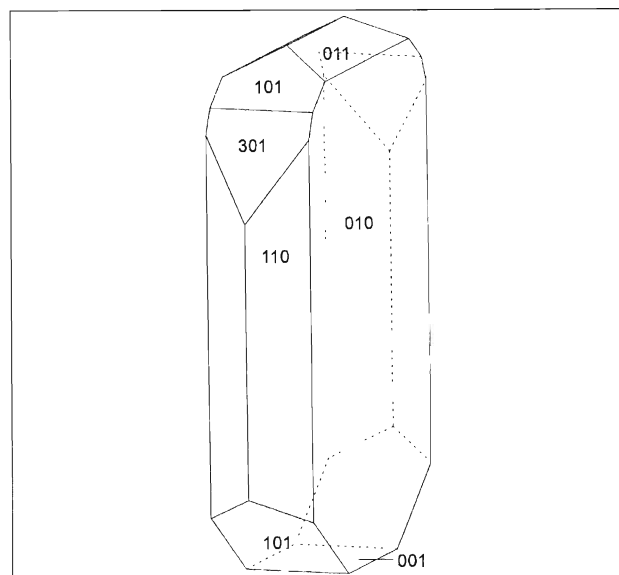
Výsledky bodovej elektrónovej mikroanalýzy poukazujú na relatívne homogénne chemické zloženie hemimorfitu. Okrem dominantného Si a Zn je jediným zisteným prímесným prvkom Fe, pričom obsah FeO kolíše od 0 do 1.76 hmot. %, t. j. do 0.12 atómov Fe na vzorcovú jednotku (tab. 2). Ostatné merané prvky (Al, Mn, Mg a Ca) boli vždy pod medziou stanoviteľnosti prístroja (cca 0.1 hmot. % oxidu). Analýzy sa vyznačujú systematicky nižším obsahom Si



Obr. 2. Kryštalická drúza hemimorfitu v dutinách limonitu. SEM.
Fig. 2. Hemimorphite crystalline druse in limonite cavities. SEM.

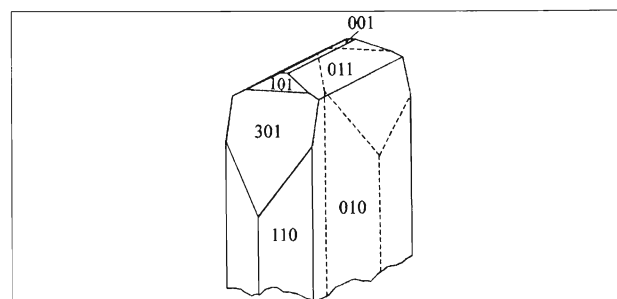


Obr. 3. Paralelné narastanie troch kryštálov hemimorfitu. SEM.
Fig. 3. Parallel overgrowth of three hemimorphite crystals. SEM.



Obr. 4. Idealizovaný kryštál hemimorfitu z jaskyne Zlomísk.

Fig. 4. Idealized crystals of hemimorphite from the Zlomísk Cave.



Obr. 5. Morfológická interpretácia SEM fotografie hemimorfitu z jaskyne Zlomísk.

Fig. 5. Morphological interpretation of SEM photo of hemimorphite from the Zlomísk Cave.

a vyšším Zn + Fe oproti ideálnej stechiometrii, čo pravdepodobne spôsobila zlá kvalita povrchu meranej vzorky.

Okrem hemimorfitu a ceruzitu sme v limonitizovanom matrixe opticky v odrazenom svetle a elektrónovou mikroskopom identifikovali aj primárne minerály, a to pyrit, sfalerit a galenit. Maximálne 50 μm veľké alotriomorfné až hypidiomorfné kryštály primárnych sulfidov tvoria väčšinou už iba reliktu silno zatláčané sekundárnymi minerálmi. Ich chemické zloženie sa doteraz detailnejšie neštudovalo.

Diskusia a záver

Hemimorfit a primárne polymetalické sulfidy sa v jaskynných horninách v priestoroch vyskytujú zriedka. Hemimorfit z jaskyne Zlomísk vznikol sekundárne zvetrávaním sfaleritu, ktorý bol s pyritom, galenitom a pravdepodobne s Fe karbonátom súčasťou polymetalickej hydrotermálnej žiloviny, čo jednoznačne potvrdzujú reliktu týchto sulfidov priamo v skúmanej limonitizovanej vzorke. Okrem hemimorfitu sa na lokalite v malom množstve identifikoval aj ceruzit, ktorý patrí medzi najtypickejšie sekundárne minerály podobných sekundárnych asociácií.

Tab. 1
Rtg. difrakčná analýza hemimorfitu z jaskyne Zlomísk
X-ray analysis of hemimorphite from the Zlomísk Cave

dcalc	Icalc	dmeas	Imeas
6.60	86	6.651	65
5.36	55	5.397	38
4.62	41	4.641	28
4.18	38	4.206	50
		3.601	15 Cers
		3.491	12 Cers
3.296	73	3.299	81
3.288	75		
3.104	100	3.108	100
2.929	40	2.937	30
2.698	10	2.688	14
2.679	7		
2.559	51	2.561	48
2.450	32	2.453	32
2.400	54	2.403	50
2.309	3	2.313	5
2.284	2		
2.229	11	2.230	15
2.198	19	2.200	24
2.183	16		
2.092	10	2.093	16
2.020	13	2.021	16
		1.916	4
1.857	4	1.854	10
1.851	7		
1.808	17	1.809	19
1.786	16	1.786	19
		1.726	5
1.702	6	1.702	11
1.699	4		
1.693	4		
1.686	3		
1.668	10	1.668	14
1.654	6	1.654	9
1.650	8		
1.644	4		
1.620	3	1.619	6
1.590	3	1.591	6
1.563	8	1.562	9
1.540	6		
1.526	4		
1.516	14	1.516	19
		1.466	12
		1.445	19
		1.405	6
		1.385	17

Cers – ceruzit

Na svetových ložiskách a výskytoch je hemimorfit typickým gosonovým minerálom. Vystupuje väčšinou v limonite a sprevádzajú ho ďalšie sekundárne minerály Zn a Pb. Najhojnejší je v aridných oblastiach, napr. na ložisku Mina Ojuela (Mapimi, Mexiko), Eureka (Nevada, USA) a Kipushi (Shaba, Kongo). Jeho genéza je spätá so zvetrávaním sfaleritu (Bernard, Rost et al., 1992).

Zo Slovenska sa hemimorfit doteraz opísal práve zo silno skrasovatených území, a to z Pb-Zn metasomatických ložísk vo vápenci stredného triasu spolu so smithsonitom z Ardova a Píly – ložiska Ján Nepomucký (Koděra et al., 1986, 1990), ako aj z dolomitových, vápencových až magnezitových telies vrchného karbónu ložiska Dúbrava pri Jelšave (Herčko, 1984) a spolu s hydrozinkitom, smithsonitom a ceruzitom z limonitu ložiska Mária-Margita pri Ochťinej (Mrázek a Ďuda,

Tab. 2
Reprezentatívne elektrónové mikroanalýzy hemimorfitu (v hmot. %)
Representative electron microprobe analyses of hemimorphite (in wt.%)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	24,39	24,17	23,86	23,86	23,69	24,28	23,99	24,21	24,05	23,77
ZnO	68,01	68,21	67,28	66,94	68,42	68,16	68,58	68,30	67,95	68,11
FeO	0,23	0,16	1,10	1,76	0,42	0,00	0,00	0,00	0,51	0,59
H ₂ O	7,48	7,46	7,44	7,47	7,45	7,46	7,46	7,46	7,46	7,45
Spolu	100,10	100,00	99,68	100,00	99,98	99,90	100,00	99,97	99,97	99,92
	atom. %									
Si ⁴⁺	1,957	1,942	1,923	1,915	1,906	1,953	1,929	1,946	1,933	1,913
Zn ²⁺	4,028	4,047	4,003	3,967	4,065	4,047	4,071	4,054	4,033	4,047
Fe ²⁺	0,015	0,011	0,074	0,118	0,028	0,000	0,000	0,000	0,034	0,040
H ⁺	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Sum. cat.	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
O	9,957	9,942	9,923	9,915	9,906	9,953	9,929	9,946	9,933	9,913

1983). Sporný je výskyt hemimorfitu bez bližších podrobností aj z banskoštiavnického polymetalického ložiska a z ložiska Cu rúd v Ľubietovej (Koděra et al., 1986, 1990). Hemimorfit sa miestami zistil aj v Nízkych Tatrách, ako ojedinelý sekundárny minerál v asociácii s vanadinitom a anglesitom aj v permských paleobazaltoch („melafýroch“) v lome Svidovo pri Malužinej (Ženiš a Friedl, 1992) a novšie aj na Pb-Zn ložisku Jasenie-Soviansko, kde tvorí drobné priehľadné prizmatické kryštály spolu s ceruzitom a anglesitom v dutinkách limonitu, ktorý vznikol zvetrávaním ankeritu, a v baryte (Luptáková, 1999; Ozdín, nepublikované údaje).

V širšej oblasti jaskyne Zlomisk je viac výskytov hydrotermálnej karbonátovo-sulfidickej mineralizácie. Najbližšie hydrotermálne výskyt, nachádzajúce sa však už v kryštaliniku, sú v oblasti Ludárovej holi (na Ludárovej holi, v doline potoka Bystrá a Ludároveho potoka). Tam cca 4,5 km na JZ od jaskyne Zlomisk vystupujú biotitické tonality až granodiority Ľubierskeho typu s polohami biotitickej pararuly, v ktorej sú karbonátovo-sulfidické žily z ankeritu, sideritu, kremeňa, pyritu a hematitu (Slavkay et al., 1988). Z týchto výskytov sa Pb-Zn minerály neopísali, hoci ich prítomnosť vylúčiť nemožno, pretože väčšina týchto lokalít sa doteraz moderne neskúmala.

V Nízkych Tatrách sa hlavne v ostatnom čase zistilo viac výskytov s bohatým zastúpením Pb-Zn minerálov, najmä galenitu. Známe sú výskyt galenitu v paleobazaltoch z Popradu-Kvetnice a Malužinej-Svidova (Ženiš a Friedl, 1992), v strednotriasovom dolomite a vápenci lokality Malužiná-Olovienky a Trangoška-Krúpova dolina (Varček a Regásek, 1962; Turan, 1961). Bohaté zastúpenie má galenit na karbonátovo-kremeno-sulfidickej lokalite Vyšná Boca-Bruchatý grúnik, ktorú Ozdín a Chovan (1999) zaradujú do sideritovej mineralizácie. V strednej časti Ľubierskych Tatier sú typické ložiská v kryštaliniku Jasenie-Soviansko (Pouba a Vejnar, 1955) a Dve vody. Z toho možno usúdiť, že galenitová, resp. polymetalická mineralizácia má v Nízkych Tatrách regionálnejší charakter.

Hemimorfit z jaskyne Zlomisk je novým výskytom Pb-Zn mineralizácie v mezozoických karbonátoch Nízkych Tatier. Predpokladáme, že primárna mineralizácia je v priestoroch jaskyne alebo v jej tesnej blízkosti.

Podakovanie. Ďakujeme P. Holúbekovi za upozornenie na výskyt neznámeho minerálu v jaskyni a za pomoc pri terénnom výskume.

M. Sýkorovi a J. Pršekovi za pomoc pri výskume a K. Horákoví za zhotovenie SEM fotografií.

Literatúra

- Appleman, D. E. & Evans, H. T. Jr., 1973: Indexing and least-squares refinement of powder diffraction data. *Geol. Surv. Comp. Contrib.*, 20, U. S. Nat. Tech. Inf. Serv. Doc., PB2-16, 188.
- Bella, P. & Holúbek, P., 1999: Zoznam jaskýň na Slovensku (stav k 31.12.1998). *MŽP SR, Ekopress, Bratislava*, 268.
- Bernard, J. H. & Rost, R. et al., 1992: Encyklopedický prehľad minerálov. *Academia, Praha*, 704.
- Berry, L. G. (ed.), 1974: Selected powder diffraction data for minerals. *Philadelphia, JCPDS*, 833.
- Biely, A. (ed.), 1992: Geologická mapa Nízkych Tatier 1 : 50 000. *SGÚ-GÚDŠ, Bratislava*.
- Hanzel, V., 1977: Puklinovo-krasové vody severovýchodných svahov Nízkych Tatier a vplyv krasovatenia na ich režim. *Slov. Kras*, 15, *Osveta, Martin*, 31–52.
- Herčko, I., 1984: Minerály Slovenska. *Osveta, Martin*, 240.
- Holúbek, P. & Vajs, J., 1996: Nové objavy v jaskyni Zlomisk alebo tretia najdlhšia jaskyňa na Slovensku. *Spravodaj Slov. speleol. spol.*, 2, *Impreso, Prešov*, 19–22.
- Koděra, M. et al., 1986, 1990: Topografická mineralógia Slovenska 1-3. *Bratislava, Veda*, 1592.
- Luptáková, J., 1999: Pb, Zn, Cu, Sb hydrotermálna mineralizácia na lokalite Jasenie-Soviansko (Nízke Tatry). *Manuskript – archív Kat. min. a petr. PF UK, Bratislava*, 74.
- Magdolen, P. & Holúbek, P., 1996: Sledovanie toku ponorných vôd Štiavice v Janskej doline bioindikálnou metódou a možnosti preniknutia na ponornú Štiavnicu. *Spravodaj Slov. speleol. spol.*, 1, *Impreso, Prešov*, 25–26.
- Mrázek, Z. & Ďudá, R., 1983: Sekundárne minerály oloveno-zinkového ložiska Ochtiná-Margita. *Mineralia Slov.*, 15, 129–140.
- Ozdín, D. & Chovan, M., 1999: New mineralogical and paragenetic knowledge about siderite veins in the vicinity of Vyšná Boca, Nízke Tatry Mts. *Slovak Geol. Mag.*, 5, 4, 255–271.
- Pouba, Z. & Vejnar, Z., 1955: Polymetalické rudní žily u Jasenie v Nízkych Tatrách. *Sbor. Ústř. Úst. geol., Praha*, 22, 485–530.
- Slavkay, M. et al., 1988: Regionálna mapa ložísk a prognóz nerastných surovín Nízke Tatry (1 : 50 000). *Manuskript – archív Geofond, Bratislava*, 352.
- Turan, J., 1961: O zrudnení na Trangoške a o niektorých výskytoch v údolí Bystrej a Mlynné na južnom svahu Nízkych Tatier. *Geol. Práce, Zpr.*, 23, 85–114.
- Varček, C. & Regásek, F., 1962: Zrudnenie v mezozoiku Slovenska. *Geol. Práce, Zoš.*, 62, 287–300.
- Ženiš, P. & Friedl, I., 1992: Hemimorfit – prvý nález v permských bazaltoch Západných Karpát. *Mineralia Slov.*, 24, 1-2, 165–166.

ŠKOLA GENETICKEJ PETROGRAFIE

Doplňme učebnice mineralógie: Spôsoby vzniku diamantov v prírode

DUŠAN HOVORKA

Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 29. 5. 2000)

Let us complete textbooks of mineralogy: Ways of diamond origin in nature

In more-or-less all textbooks of mineralogy, as the leading geological process forming diamonds, the kimberlite volcanic activity is considered. During the last decades there have been described also other geological processes in which diamonds originate. Among them namely those of ultra-high pressure metamorphism and impacts of extraterrestrial bodies are the most important. In paper short summary of diamond-forming processes is compiled.

Key words: natural diamonds, kimberlites, ultra-high pressure metamorphism, impact structures

V mineralogickom systéme a v súvislosti s tým aj v každej systematickej mineralógii má diamant medzi minerálmi nezastupiteľné miesto. Pretože je predmetom záujmu nie iba mineralógov (alebo geológov vôbec), ale aj geológov i technologov rozličných priemyselných odvetví a stále rastúci význam mu pripisujú aj finančníci, v povedomí spoločnosti je zaťixovaný tuhšie a hlbšie ako prevažná časť minerálov.

Vývoj v geovedách na jednej a aplikácia výsledkov inými ako geovednými postupmi na druhej strane priniesli nebývalý rast najrozmanitejších poznatkov. V nejednom ohľade doslova „nezostal kameň na kameni“, a tak sú aj geológovia nútení opúšťať zakorenené predstavy a prijímať nové poznatky. Ale vysoký stupeň konzervativizmu je v každom z nás a jeho dôsledkom býva, že aj keď nemáme zásadné výhrady voči novým, často prekvapujúcim zisteniam či teóriám, v bežnom živote a v každodennej práci sa spravidla správame podľa zakorenených schém, návykov a mechanicky aplikujeme, čo sme sa niekedy – a to aj dávnejšie, ba dávno – naučili.

Z toho celkom logicky rezultuje, že aj v súborných prácach po zverejnení nových, často prevratných zistení či objavov sa stále preberajú vžitú – označované aj ako klasické – konštatácie.

Ďalej stručne zrekapitulujeme spôsoby vzniku diamantov, no pozrieme sa najmä na poznatky z ostatných rokov. Dúfame, že provokujúci titulok našich poznámok nezastrie nevyhnutnosť aplikovať hľadiská uvedené v texte predovšetkým v profesionálnej činnosti pedagógov.

Diamanty kimberlitov

Koncentrované úsilie geológov bolo korunované úspechom až roku 1871, keď v Južnej Afrike v Kimberley

(mesto motivovalo názov horniny) našli tmavú porfyrickú horninu. Údaje v učebniciach petrografie/petrologie (Hejtman, 1957; Krist a Krivý, 1985), ktoré sú stále zdrojom informácií našich vysokoškolských študentov, treba z pohľadu súčasných poznatkov aktualizovať najmä v nasledujúcich aspektoch.

– Napriek tomu, že vo väčšine diatrem sú aj magmatické taveniny, kimberlitové brekcie (ako výplň jednotlivých „komínov“) celkovo predstavovali relatívne „chladné“, ale preplynené (vodná para a vulkanické plyny) vulkanické brekcie. O všeobecne nízkej teplote a rýchlom tepelnom spáde v podstate svedčí intaktnosť rozličných typov nepremených xenolitov v brekciách.

– Geochronologický výskum kimberlitov a diamantov z nich poskytol prekvapujúci údaj: diamanty sú prakticky vždy detegovateľne staršie ako hornina, ktorá ich obklopuje. Z tohto vychodí, že diamanty nie sú porfyrické výrastlice (to je prípad unikátnych, veľkých diamantov), ale že ide o xenokrysty plášťovej proveniencie. Takého pôvodu sú veľmi pravdepodobne aj ďalšie „porfyrické“ minerály kimberlitov.

– Pri akceptovaní xenokrystového pôvodu diamantov v kimberlitoch možno pochopiť a akceptovať aj opísané ojedinelé diamanty v iných ako kimberlitových vulkanitoch alebo horninách plášťovej proveniencie. Ide napr. o výskyt diamantov v lamproitoch západnej Austrálie, v andezitických vulkanitoch ostrovného oblúka na Kamčatke, v horninách ofiolitového komplexu v severnom Arménsku alebo v peridotitoch (Britská Kolumbia), resp. peridotitových brekciách (Borneo).

– Pre kimberlitové brekcie je charakteristické, že sa diamanty viažu na kimberlitové taveniny, ale súčasne aj na rozličné druhy xenolitov v nich.

– V nadväznosti na predchádzajúce zistenie kľúčová, ale

stále nevyriešená zostáva otázka pôvodu C potrebného na vznik diamantov, pričom do úvahy prichádzajú nasledujúce spôsoby jeho primárneho vystupovania v plášti Zeme:

a) C potrebný na vznik diamantov je pozostatok C z obdobia akrecie zemského telesa.

b) Ide o prvok nahromadený v plášti ako výsledok predchádzajúceho výstupu zo zemského jadra.

c) C sa dostal do kimberlitovej taveniny asimiláciou vrchnokôrových hornín, ktoré do plášťa prenikli napr. subdukčnými procesmi.

Ultravysokotlaková metamorfóza hornín

Roku 1953 L. Coes syntetizoval novú modifikáciu SiO_2 pri tlaku 3 GPa (ktorá sa hneď označila ako coesit) a o niekoľko rokov S. Stišov a S. Popovová (1961) syntetizovali ešte „hutnejšiu“ modifikáciu SiO_2 (stišovit), a to pri tlaku 8 GPa, čo bolo mocným impulzom na hľadanie ultravysokotlakových minerálov alebo ich asociácií v prírodných horninách.

Prvou oblasťou, v ktorej sa našli horniny ultravysokého tlaku, bol masív Dora Maira v Západných Alpách, odkiaľ Chopin (1984) opísal horniny s coesitom. Potom sa prítomnosť coesitu, pyropu, príp. aj diamantu stala podmienkou definovania novej metamorfnej kategórie hornín ultravysokého tlaku (po angl. ultra-high pressure metamorphism – UHPM).

Diamanty mikroskopických rozmerov sa neskôr zistili ako uzavreniny v granátoch a zirkónoch rozličných typov hornín ultravysokého tlaku v Kazachstane (Sobolev a Shatsky 1990), ale na prekvapenie odbornej komunity

aj v zirkónoch alebo v ich asociáciách v kyanitoch a granátoch hornín eklogitovej fácie Krušných hôr (Massone, 1998), ba aj v granátoch eklogitov, granatických pyroxenitov a v jadeititoch masívu Dabie (Xu et al., 1992) v strednej Číne. Asi najneočakávanejšie je zistenie diamantu v metamorfitech západného ruľového terénu Nórska (Dobrzhinetskaya et al., 1993).

Diamanty z rozličného horninového prostredia všetkých uvedených oblastí sa vyznačujú mikrónovými rozmermi. Najväčšie z nich (do 700 mikrónov) sa zistili v zóne ultravysokotlakových hornín zóny Dabie – Sulu v centrálnej severovýchodnej Číne.

Vznik diamantov v horninách ultravysokého tlaku je podmienený najmä:

- celkovým chemickým zložením horniny, ktorá je „vtiahnutá“ do podmienok metamorfózy ultravysokého tlaku, a to najmä obsahu C v nej,
- zložením fluíd v reakčnom prostredí spolu s fugacitou O; premenná fugacita O nesmie byť vysoká a
- vhodným geotermálnym gradientom.

Na záver problematiky vzniku diamantov pri ultravysokom tlaku treba uviesť, že otvorenou zostáva otázka pôvodu C (vrchnoplášťový pôvod proti pôvodu v samotných metamorfovaných horninách, ktoré sa ocitli v podmienkach ultravysokého tlaku).

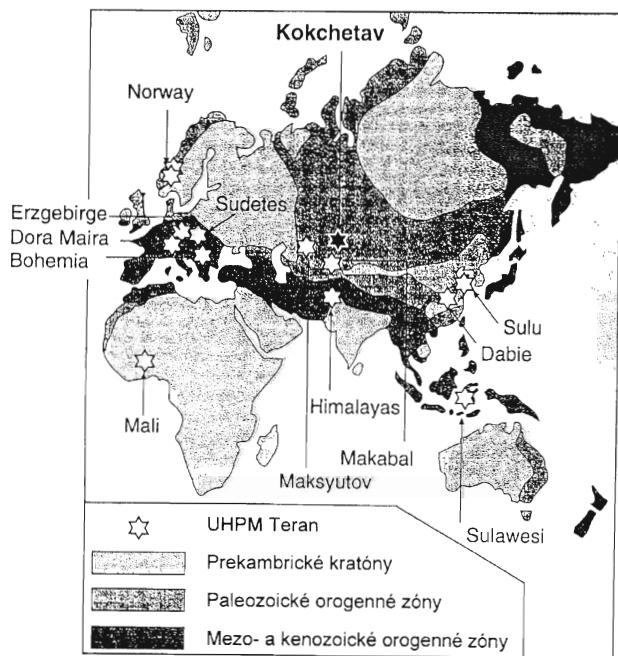
Oproti diamantom vznikajúcich v kimberlitoch sú diamanty tejto proveniencie:

- extrémne zriedkavé (no sú),
- majú iba mikroskopické rozmery,
- vystupujú ako uzavreniny v „nereaktívnych“ mineráloch, akým je granát, zirkón a kyanit,
- diamanty tejto proveniencie sú minerálnymi fázami rozličného typu hornín, a to najmä eklogitov, granatických peridotitov, granatických pyroxenitov, jadeititov, ruly atď.
- nateraz nie sú priemyselne využiteľnou abrazívnou surovinou.

Vznik diamantov pri impaktoch

Nadhľad kamier satelitov Zeme a ich rozlišovacia schopnosť umožnili identifikovať na zemskom povrchu mnohé misovité prehlbeniny, z ktorých sa po terénnom geologickom a laboratórnom štúdiu veľká časť zaraďuje do skupiny impaktových štruktúr. Tie vznikajú dopadom pevných horninových alebo kovových telies na zemský povrch a svojou obrovskou kinetickou energiou vyvolávajú osobitný druh premeny hornín na mieste dopadu, ktorá je známa ako impaktová (šoková) metamorfóza. Kinetická energia planetárnej hmoty (pokiaľ nezhorela pri prelete atmosférou) sa prenáša na horniny v mieste dopadu. Tento proces vyvoláva nerovnovážne zmeny v mineráloch a horninách na mieste dopadu, pričom tam nastáva tavenie hornín. Tavené horniny sa označujú ako suevity, v prípade štruktúry Popigaj vo východnej Sibíri ako taganity.

V súčasnosti je na zemskom povrchu identifikovaných viac ako 160 impaktových štruktúr, ku ktorým v budúcnosti asi pribudnú ďalšie. Impakty vznikali v celej histórii formovania sa Zeme ako telesa. Najstaršia identifikovaná

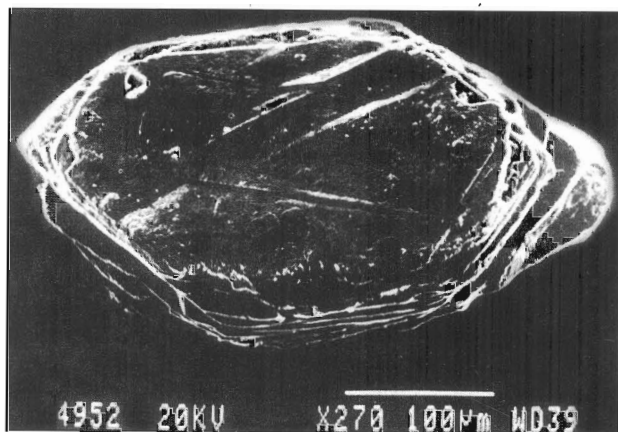


Obr. 1. Výskyt ultravysokotlakovo metamorfovaných teranov na eurózijskom kratóne a v priľahlých oblastiach (Maruyama et al., 1997).

Fig. 1. Distribution of UHPM terranes in and around the Eurasian craton (adapted after Maruyama et al., 1997).

impaktová štruktúra je stará 2,2 miliardy rokov. Všetky známe štruktúry tohto typu majú kruhový priemer. Ich stupeň zachovania závisí od topografie reliéfu, atmosférických podmienok, horninového prostredia impaktu a i. Veľkosť impaktov je šokujúca – dosahujú priemer až 300 km, no najčastejšie impaktové štruktúry sú do 100 km. Je overené, že najlepšie zachované impaktové štruktúry sú na štítoch, nie v mladých orogénnych oblastiach, v ktorých sa ešte stále vertikálne aj horizontálne posúvajú kryhy zemskej kôry.

Výskyt diamantov v horninách miest impaktov je známy len asi 30 rokov. Jednou z dobre preštudovaných impaktových štruktúr je Popigaj na SV Sibíri na V od Katan-gy. Práve tento príklad ďalej používam na charakteris-tiku problematiky obsiahnutej v názve tejto kapitoly. Ide



Obr. 2. Impaktový diamant, ktorý „zdedil“ morfológické znaky pre-kurzora (grafitu) – impaktová štruktúra Popigaj (z práce Deutscha et al., 2000, so súhlasom redakcie Episodes).

Fig. 2. Impact diamond with inherited morphological features of precursor – impact Popigai (from paper by Deutsch et al., 2000; with permission of redaction of Episodes).

o 35 miliónov rokov starú štruktúru, ktorá je pre malú intenzitu deštrukčných procesov dobre zachovaná. Horninami oblastí impaktových kráterov sú chaotické polymiktné brekcie veľmi variabilnej veľkosti (mm – stovky metrov) úlomkov. Je pre ne charakteristická prítomnosť tmavého pórovitého impaktového skla (produktu tavenia hornín miesta dopadu), ktoré miestami tvorí aj žilné telesá. Impaktové brekcie spravidla tmelí drobnoušlakovitý materiál veľmi pestrého zloženia. Podobné brekcie (s rozdielnou horninovou náplňou úlomkov) sú známe aj z krátera Ries v Nemecku, Sudbury v Kanade, Vredefort v Južnej Afrike a z ďalších miest.

Pre impaktový metamorfizmus je charakteristická vysoká teplota (vyše 1200 °C) a tlak spravidla nad 50 GPa. Vysoký tlak vyvoláva náhlu (šokovú) kompresiu, po ktorej ihneď nasleduje uvoľnenie tlaku pri súčasnom premiestňovaní sa obrovského množstva materiálu. Pri impakte Popigaj to bolo premiestnenie hornín širšieho okolia dopadu a vznik impaktovej taveniny (podľa údajov Deutscha et al., 2000, vyše 1800 km³). Značná časť objemu hornín oblasti impaktu sa v dôsledku vysokej teploty doslova vyparila, „zmizla“.

Grafít prítomný v tomto procese sa rekryštalizuje na diamant. Premena prebieha v pevnom stave a vzniknuté diamanty v mnohých aspektoch (tabulkovitá odlučnosť) zdedili vlastností prekurzora, t. j. grafitu (obr. 1), a preto sa morfológiou, sfarbením a inými znakmi od diamantov kimberlitov odlišujú.

Impaktové diamanty tvoria nepravidelné, resp. tabulkovité rozmanito sfarbené (žlté, sivé, čierne) kryštály, ktoré nikdy nedosahujú šperkársku kvalitu. Veľkosť diamantov z impaktových štruktúr sa pohybuje v rámci 0,5–2 mm, ale našli sa až 10 mm kryštály. Drobnokryštalický vývoj diamantov tejto genézy je spôsobený veľmi krátkym trvaním (diamanty nemali časť „narásť“) vhodných pT podmienok na ich vznik. Diamanty impaktov tvoria spravidla polykryštalické agregáty, pričom jednotlivé kryštály diamantu majú v dimenziách štruktúrnej mriežky početné praskliny a zdvojenia, teda vlastnosti, aké sa v kimberlitových diamantoch nikdy nezistili.

Diamanty impaktového pôvodu sa vyskytujú vo forme akcesorických kryštálov v impaktových tavených horninách (suevitoch, taganitoch), ale súčasne aj v blokoch rozličného typu hornín v impaktovej brekcii. Najviac je ich v roztavených blokoch pôvodnej ruly, v ktorej sa vyskytoval grafít ako zdroj C potrebného na vznik diamantov.

Diamanty impaktov sú novou priemyselne využiteľnou surovinou, ktorá niektorými vlastnosťami prekonáva kvalitu diamantov z kimberlitov, ako aj priemyselne vyrábaných diamantov. Okrem impaktovej štruktúry Popigaj, v ktorej je podľa rozdielov sa prameňov (hmotnostne) viac diamantov ako vo všetkých známych kimberlitových telesách zemského povrchu dovedna, diamanty sú známe aj z ďalších impaktových štruktúr, napr. Ries, Kara, Terny, Zapadnaja, Sudbury, Lappajärvi, Puchez-Katunki a i. Iste nie je nezaujímavé, že na zložení prachu nájdeného v oblasti explózie známeho tunguského (1906) kozmického telesa na Sibíri sa v podstatnom množstve zúčastňujú aj grafitovo-diamantové čiastočky tvorené zrastmi uvedených modifikácií C.

Diamanty sú stále strategickou surovinou prvoradého významu. Možno to dokumentovať napr. aj tým, že ohromujúce množstvo diamantov v štruktúre Popigaj zodpovedné orgány Ruska utajovali pred svetovou odbornou, ale najmä finančnou sférou plných desať rokov. S utajovaním geologických štruktúr majú skúsenosti aj USA, kde tiež približne desať rokov utajovali obrovskú impaktovú štruktúru Chicxulub na polostrove Yucatán v Mexiku, hoci v tomto prípade nešlo o diamanty, ale o ropu.

Literatúra

- Coes, L., 1953: A new dense crystalline silica. *Science (Washington)*, 118, 131–132.
- Chopin, C., 1984: Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petrology*, 86, 107–118.
- Deutsch, A., Masaitis, V. L., Langenhost, F. & Grieve, R. A. F., 2000: Popigai, Siberia – well preserved giant impact structure, national treasury, and world's geological heritage. *Episodes*, 23, 1, 3–11, Beijing.
- Dobrzynetskaya, L. F., Eide, E. A., Larsen, R. B., Stuart, B. A., Tronnes, R. G., Smith, D. C., Taylor, W. R. & Posukhova, T. V., 1995:

- Microdiamond in high-grade metamorphic rocks of the western gneiss region, Norway. *Geology*, 23, 597–600.
- Hejtman, B., 1957: Systematická petrologie vyvřelých hornin. *Praha, NČSAV*, 363.
- Krist, E. & Krivý, M., 1985: *Petrologia. Bratislava, Alfa*, 461.
- Maruyama, S., Kaneko, Y., Terabayashi, M., Yamamoto, M., Nakajima, Y., Yamauchi, K., Katayama, I., Liou, J. G. & Ogasawara, Y., 1997: Geology of the Kokchetav UHP-HP Unit, northern Kazakhstan. *Tokyo Workshop on Kokchetav Project, Sept. 1997, Waseda University. Abstract*, 3–8.
- Massone, H. J., 1998: Ultra-high pressure metamorphism of rocks from the gneiss-eclogite unit of the Saxonian Erzgebirge, Germany. Supplement EOS Trans. *Amer. Geophys. Union*, 79, W129.
- Sobolev, X. V. & Shatsky, V. S., 1990: Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks. *Nature*, 343, 742–746.
- Stishov, S. M. & Popova, S. V., 1961: A new dense modification of silica. *High Pressure Res.*, 13, 245–280.
- Xu, S., Okay, A. I., Ji, S., Sengor, A. M. C., Su, W., Liu, Y. & Jiang, L., 1992: Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and its implication for tectonic setting. *Science (Washington)*, 256, 80–82.

Let us complete textbooks of mineralogy: Ways of diamond origin in nature

Since the first discovery of diamonds-bearing rocks, kimberlites in Kimberley (South Africa), this mode of origin has been treated more-or-less as the only one producing natural diamonds. Last two decades brought unexpected evidences on geological processes, which also produce diamonds and other ultra-high pressure phases: coesites and stishovites. As kimberlite topic is described in all compendia and textbooks, in the presented paper attention is concentrated on describing of the other appropriate geological diamonds-forming processes.

Ultra-high pressure terranes known from several places in the world (Dora Maira Massif in the Italian Western Alps and Dabie – Sulu belt in the central China being “classical”) along with coesites bear small diamond crystals not of jewellery but of technical quality. Diamonds of these geological occurrences are present in the form of inclusion in “unreactive” minerals such as zircon, garnet, kyanite and the others. They are of theoretical but not practical importance.

During the very last years an increase of known impact structures namely on stable blocks of the Earth's crust is characteristic. Enormous pressure (exceeding 35 GPa) transform graphite (carbon) present in terrestrial rocks to diamond of unusual habit, which repeat habit of original graphite crystals. Diamond crystals of this origin are mostly coloured and are up to 2 mm in size. Crystals of 10 mm diameter have been found in impact structures only sporadically.

From more than 160 known impact structures on the Earth surface the Popigai one in NE Siberia is known for its high content of diamonds. Though estimations on the diamond quantity in Popigai structure differ, some authors estimate the amount of diamonds in this impact structure to be higher than amount of diamonds in all known kimberlite bodies together!

Keeping in mind increasing consumption of technical (industrially-made) diamonds as leading abrasive material, diamonds occurring in impact structures start to be still more attractive.

DISKUSIA

Niekoľko poznámok k článku M. Radvanec (2000) P-T dráha exhumácie ultravysokotlakovo metamorfovaného peridotitu neďaleko Jakloviec na severe gemerika a na lokalite Skalka pri Sedliciach na sever od pruhu Branisko – Čierna hora

JOZEF STANKOVIČ

CLEOM, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 1. 2. 2001)

Téma ultrabázických hornín v Západných Karpatoch sa nevenuje zvýšená pozornosť len v súčasnosti. Iba roku 2000 vyšli publikácie o dvoch nových výskytoch – jednom v podloží východoslovenskej neogénnej panvy (Spišiak et al., 2000) a o druhom v Branisku (Mérés et al., 2000), no autori si ich všímali aj v minulosti. Iba do roku 1985 sa v Západných Karpatoch zaregistrovalo 46 takýchto výskytov (Hovorka et al., 1985). Okrem toho je rad publikovaných informácií o skôr známych výskytoch. Takéto príspevky veľa ráz významne dopĺňajú a rozširujú pôvodné poznatky, niekedy aj rozličného geologického zamerania (Gnojek a Kubeš, 1991; Hovorka et al., 1980; Hovorka a Mérés, 1993, atď.). O niečo podobné sa pokúsil aj Radvanec v štúdiu, ktorá v mnohých smeroch vyvoláva diskusiu, ba aj polemiku. Aj keď sa pôvodný Radvancov príspevok týka dvoch lokalít – Jakloviec a Sedlíc – z úsporných príčin, ako aj v úsilí nepreťahovať diskusiu donekonečna sa vo svojich poznámkach zameriam najmä na interpretácie dotýkajúce sa Sedlíc, hoci, prirodzene, neobídem celkom ani Jaklovce.

V úvode Radvanec (2000) v kapitole nazvanej Odber vzoriek (s. 440) podčiarkuje reprezentatívnosť svojich dvoch vzoriek zo Sedlíc, ktoré študoval a potom interpretoval. Poznámam, že sa vo výsledku tieto vzorky ukázali ako veľmi kontroverzné. Napr. na s. 449 sa v kapitole o retrográdnej metamorfóze uvádza, že prítomnosť ortoenstatitu nie je v metaperidotite štruktúrne ani chemicky doložená, a preto sa predpokladá, že od začiatku kryštalizácie enstatitu prevládala jeho klinopyroxenická forma. Lenže ak by tam aj nejaký ortoenstatit bol, v čase vrcholu metamorfózy by bol úplne kryštalizoval na klinoenstatit. Svoj náhľad Radvanec (2000) podopiera obr. 5 (s. 444), porovnaním kombinácie uhla 45° a 120° na paralelnom reze s osou c klinoenstatitu (s. 442), citovaním prác, ktoré takúto rekryštalizáciu zaznamenali, a premenu „ortoformy“ na „klinofornu“ završuje reprezentovaním

symetrie P2/c štruktúry po klinohypersténe (s. 457, 458, 455, 443).

Štruktúra pyroxénov sa začala poznávať roku 1928, keď sa podarilo vyriešiť štruktúru monoklinického diopsidu C2/c (in Prewitt, ed., 1979, Reviews in Mineralogy). Potom roku 1930 nasledovalo vyriešenie ortorombického hypersténu Pbca. Mohol by som pokračovať aj ďalej, ale nejde mi o to, lebo súhrnné prehľady symetrie štruktúr pyroxénov vzhľadom na ich chemické zloženie, kryštalografickú sústavu a názov možno nájsť aj v ďalších prácach (napr. Fejdi, 1982). Chcel som iba uviesť, že symetria P2/c štruktúry klinopyroxénu sa v týchto prácach nevyskytuje, a to aj napriek veľmi rozšírenému polymorfizmu pri pyroxénoch (pri rovnakom chemickom zložení sa za rozličných tlakových a teplotných podmienok prejavuje kryštalizáciou v rozličnej štruktúre).

Obr. 2 (s. 441) Radvanec (2000) čitateľa presviedča, že sa mu vo vzorke z Jakloviec podarilo nájsť exsolučné lamely Al diopsidu v antigorite. Tento diopsid mal pôvodne kryštalizovať s olivínom, ale ten v podmienkach eklogitovej fácie hydratoval na antigorit.

Aj keď antigorit môže vzniknúť aj serpentinizáciou olivínu, Kamenický (1951) uviedol, že podstatná časť antigoritu gemerických hadcov vznikla práve serpentinizáciou pyroxénov. Svedčia o tom relikty pyroxénov (rombických alebo monoklinických) v antigorite. Podľa pozorovaných reliktov k takémuto záveru dospel Roth (in Kamenický, 1951) už roku 1881, a to – okrem iných lokalít – práve aj o jaklovskom telese. Tým som chcel iba upozorniť na to, že už aj pred viac ako sto rokmi bol – a doteraz je – aj iný náhľad, ktorý tento fenomén v antigorite interpretuje odlišne, nie ako exsolúcie.

S exsolúciami v pyroxénoch na sedlickej lokalite sa možno stretnúť v práci Fejdiho a Kolníka (1988). Tu sa v spinelovom lherzolite na základe sukcesie vývoja kryštalizácie (výrastlice olivínu – výrastlice ortopyroxénu – ex-

solúcie klinopyroxénu – kryštalizácia spinelov – kryštalizácia základnej hmoty; chrómdiopsid + olivín), mikroanalýz týchto minerálov, použitím viacerých geobarometrov a geotermometrov vypočítali podmienky jednotlivých fázových rovnováh. Fotografovania exsolučných lamiel klinopyroxénu v ortopyroxéne zo Sedlíc sú aj v práci Hovorku et al. (1985), ale Radvanec necháva tento poznatok bez povšimnutia podobne ako už vyše pol storočia žijúci náhľad, že spomedzi okolitých ultrabázických telies je sedlické pomerne najslabšie serpentinizované, čo umožňuje študovať jeho primárne horninotvorné minerály (Cambel, 1951).

Podobne aj pri Jaklovciach Kamenický (1951) zdôraznil, že toto teleso je minerálnou asociáciou (olivín – enstatit – diopsid) veľmi blízke lherzolitu, pričom pri lherzolitě uvádza nasledujúce zastúpenie minerálov: 50 % olivínu, 32 % ortopyroxénu, 15 % klinopyroxénu, 3 % rudných komponentov ± amfibol. Upozorňuje aj na to, že ortopyroxén býva intenzívnejšie serpentinizovaný ako diopsid. Takáto rozmanitá odolnosť minerálov voči premene vyvoláva nápadný nedostatok olivínu, ktorý isto tvoril podstatnú časť materskej horniny, a ortopyroxénu, pri ktorom tiež klesá obsah zvyškov s postupujúcou premenou.

V súvislosti s identifikáciou coesitu vo vzorke z Jakloviec pripomínam, že sa táto vysokotlaková modifikácia kremeňa (Si je tu v oktaédrickej, nie v tetraédrickej koordinácii, ako je to pri obyčajnom kremeň) viac ráz uvádza aj v slovenskej geologickej literatúre, aj keď nie práve z Jakloviec, a spája sa s prítomnosťou, resp. tvorbou diamantu (Faryad, 1998; Hovorka a Méres, 1993). V grafe P-T dráhy (obr. 15, s. 452) sa popri vynesení hranice stability coesitu a kremeňa neprávom pozabudlo na líniu prítomnosti diamantu v týchto tlakových podmienkach.

Na záver mám ešte poznámku k Radvancovej tab. 8 (s. 449), ktorá v študovaných vzorkách z obidvoch lokalít dokumentuje taký nízky obsah Na_2O a K_2O , že si nižší ťažko čo i len predstaviť. A tak úvahy typu, ako je obohatenie o tieto prvky pri exhumácii (s. 448, 456), resp.

o homogénnej distribúcii týchto prvkov (s. 455), tabuľkové údaje vôbec nepodporujú, skôr popierajú, ba až vyvracajú. Preto aj vehementné úsilie autora (Radvanec, 2000) vysvetliť mechanizmus obohacovania študovaných hornín – v Jaklovciach aj v Sedliciach – o Na a K, ako aj ďalšie interpretácie sa pri genéze rozličných minerálov v konečnom výsledku takmer strácajú v nulovom obsahu.

Literatúra

- Cambel, B., 1951: Ultrabázická hornina od Sedlíc a hadce najbližšieho okolia. *Geol. Sbor Slov. Akad. Vied*, 2, 91–112.
- Faryad, S. W., 1998: 5. medzinárodná eklogitová konferencia a ďalšie smery výskumu vysokotlakových hornín. *Mineralia Slov. – Geovestník*, 30, 1, 9.
- Fejdi, P., 1982: Pyroxény. *Silikáty*, 26, 275–287.
- Fejdi, P. & Kolník, B., 1988: Pyroxénová geotermometria a geobarometria ultrabázického telesa pri Sedliciach. *Mineralia Slov.*, 20, 2, 149–160.
- Gnojek, I. & Kubeš, P., 1991: Svědectví magnetometrie o ultrabázickém tělese u Sedlíc. *Mineralia Slov.*, 23, 2, 161–164.
- Hovorka, D., Dubíková, K., Gerthofferová, H., Šamajová, E. & Turan, J., 1980: Serpentine – group minerals of the Western Carpathians ultramafics. I – Bodies of the Gemeric Mesozoic. *Mineralia Slov.*, 12, 6, 481–506.
- Hovorka, D. (ed.), 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians Czechoslovakia. *Bratislava, GÚDŠ*, 258.
- Hovorka, D. & Méres, Š., 1993: Exsolučné fenomény v mineráloch hornín. *Mineralia Slov.*, 25, 3, 217–220.
- Hovorka, D. & Méres, Š., 1993: Metamorfóza ultravysokého tlaku: pyropovo-coesitová fácia metamorfizmu. *Mineralia Slov.*, 25, 6, 466–468.
- Kamenický, J., 1951: O hadci pri Dankovej. *Geol. Sbor Slov. Akad. Vied*, 2, 3–30.
- Méres, Š., Ivan, P. & Hovorka, D., 2000: Granatiko-pyroxénické metabazity a antigorické serpentinity – dôkaz prítomnosti leptinitovo-amfibolitového komplexu v Branisku. *Mineralia Slov.*, 32, 5, 479–486.
- Radvanec, M., 2000: P-T dráha exhumácie ultravysokotlakovo metamorfovaného peridotitu neďaleko Jakloviec na severe gemerika a na lokalite Skalka pri Sedliciach na sever od pruhu Branisko – Čierna hora. *Mineralia Slov.*, 32, 5, 439–458.
- Spišiak, J., Soták, J., Magyar, J. & Rojkovič, I., 2000: Ultrabazites from the East Slovakian basin basement. *Mineralia Slov.*, 32, 3, 305–306.

Odpoveď RNDr. J. Stankovičovi na jeho pokus o niekoľko poznámok k článku M. Radvanca (2000) P-T dráha exhumácie ultravysokotlakovo metamorfovaného peridotitu neďaleko Jakloviec na severe gemerika a na lokalite Skalka pri Sedliciach na sever od pruhu Branisko – Čierna hora

MARTIN RADVANEC

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Markušovská cesta 1, 052 01 Spišská Nová Ves

(Doručené 19. 2. 2001)

V štúdií (Radvanec, 2000) vo ôsmich tabuľkách uvádzam stechiometricky presnú analýzu v metaperidotite zistených minerálov, na štrnástich obrázkoch dokumentujem vzťahy medzi nimi (odrazené elektróny), na dvoch interpretujem výsledky môjho štúdia metaperidotitu a na jednom klasifikujem ultramafity podľa objemovej chemickej analýzy, no moja štúdia je podľa J. Stankoviča (ďalej J. S.) aj tak iba pokusom. Zistenie Mn spinelu s obsahom MnO do 16 hmot. %, Na klinkoenstatitu, coesitu – kremeňa, antigoritu a chryzotilu s obsahom K a Na v nijakom prípade nie je pokusom, ale nesporne významným a pritom exaktným výsledkom, ktorý sa na obidvoch lokalitách mohol dosiahnuť aj pred rokom 1985, keby sa pri vyhodnotení nábrusov v polarizačnom mikroskope a na mikrosonde bolo postupovalo správne.

Najprv odpoviem na to, o čom by sa ani nemalo diskutovať. Citujem J. S.: „*Chcel som iba uviesť, že symetria P2/c štruktúry klinopyroxénu sa v týchto prácach nevykytuje, a to aj napriek veľmi rozšírenému polymorfizmu pri pyroxénoch (pri rovnakom chemickom zložení sa za rozličných tlakových a teplotných podmienok prejavuje kryštalizáciou v rozličnej štruktúre).*“ J. S. cituje práce do roku 1982, volá ich súhrnnými prácami o kryštalochemickej symetrii pyroxénu, a keďže sa v nich vraj o symetrii P2/c nič nehovorí, takáto symetria – podľa J. S. – nejestvuje. Nomenklatúra pyroxénov (Morimoto et al., 1988) bola schválená roku 1988. Z príslušnej štúdie (s. 57) citujem: „*Monoklinické pyroxény voláme klinopyroxény. Ich priestorová skupina („mriežka“, priestorový základ) je C2/c, P2₁/c a P2₁/n závisí od chemického zloženia a genetickej histórie*“ (Morimoto et al., 1988). V prípade pyroxénu sa v mnohých štúdiách dolný index 1 v skratke P2₁/c nepoužíva, lebo sa vie, o čo ide, a tak stačí použiť skratku P2/c. Po preštudovaní Morimotovej klasifikácie pyroxénov odporúčam v publikácii Deera et al. (1997) nájsť s. 10, na ktorej je obr. 8. Na ňom je v projekcii na y-ovú súradnicu schematický náčrt vzťahu aniónu (O) a katiónov, ktoré sú usporiadané v priestorovej skupine alebo „mriežke“ C2/c pre diopsid pre P2₁/c klinkoenstatit, pre Pbca ortoestatit a pre Pbcn usporiadanie v protoenstatite. Na obr. nechýba znázornenie veľkosti aniónu O a katiónov Ca+Mg, Mg a Si. Z výrezu v trojuholníkovom diagrame (diopsid – hedenbergit – fero-

silit – enstatit) sa na s. 11 možno dozvedieť to najpodstatnejšie o vzťahu mriežkového parametra, augitu C2/c, pigeonitu P2₁/c, ortopyroxénu Pbca, klinopyroxénov usporiadaných v P2₁/c a o ich chemickom zložení. K obr. je nevyhnutné preštudovať si celú kapitolu o pyroxénoch od s. 3 až po s. 527. Tam sa čitateľ dozvie aj o pseudomorfóze Opx na Cpx cez reusporiadanie v mriežke P2₁/c (klinkoenstatit). Po takomto prehĺbení si poznatkov sa možno opätovne zamyslieť nad údajmi v mojej štúdií (Radvanec, 2000) a z toho pohľadu potom aj hodnotiť neexistenciu symetrie štruktúry P2/c v práci Fejdiho (1982).

Som rád, že J. S. pripustil vznik antigoritu z olivínu (Ol). Isté je aj to, že v hornine s olivínom, ortopyroxénom a klinopyroxénom „hydratuje“ najprv olivín a potom pyroxény. Vyplýva to z priestorového usporiadania katiónov a aniónov v mriežke olivínu a pyroxénu. Je pravda aj to, že medzi hydratáciou alebo serpentinizáciou olivínu a pyroxénu nie je veľký časový rozdiel. V mikroskope sa niekomu môže zdať, že sa tak stalo skoro naraz, ale takéto hodnotenie hydratácie vo výbruse je subjektívne. Postupná hydratácia metaperidotitu sa nepochybne jasne dokázala a dokumentovala aj v mojej práci (Radvanec, 2000). Keďže bola postupná, v metaperidotite sa zistilo aj odlišné chemické zloženie serpentínových minerálov (Radvanec, 2000). V prípade exolučného usporiadania kryštalizácie klinopyroxénu v hostujúcom ortopyroxéne alebo kombinácie Opx v Cpx, Cpx v Cpx atď. je isté, že takýto „dvojzložkový“ pyroxén bude hydratovať naraz ako celok, ako jeden pyroxén. Nemôže sa stať, aby lamela Cpx alebo Opx nehydratovali vôbec a hostujúci pyroxén sa zmenil na serpentinit úplne. Pri hydratácii alebo serpentinizácii sa ruší mriežka pyroxénu alebo olivínu ako celku. Ak sú lamely Cpx rozmiestnené v hostujúcom olivíne, je isté, že olivín hydratuje skôr ako v ňom dispergovaný Cpx alebo Opx. Na obr. 2 (Radvanec, 2000) zreteľne vidno, že exolučne distribuovaný a usporiadaný diopsid 1 nie je serpentinizovaný vôbec. Okolité matrix je chemický homogénny antigorit (odrazené elektróny) a z toho sa odvodilo, že hostujúcim minerálom Cpx bol olivín. Nemohol to byť pyroxén, pretože spolu s hostujúcim pyroxénom by boli hydratované aj lamely diopsidu 1.

Prácu Fejdiho a Kolníka (1988) som vynechal z nasledujúcich príčin:

1. Pri štúdiu lokality Sedlice som exolúciu pyroxénu v pyroxéne nezistil, a tak sa o nej nedalo diskutovať (Radvanec, 2000).

2. Práca Fejdiho a Kolníka (1988) má síce chemické analýzy pyroxénov, ale iba jedna zodpovedá kritériám presnosti. Presná a akceptovateľná analýza pyroxénu po stechiometrickom prepočte na molárne frakcie katiónov je $4,000 \pm 0,005$, kým v tab. 1 práce Fejdiho a Kolníka (l. c.) sú v pyroxénoch takéto hodnoty: 4,056, 4,023, 4,028, 4,009, 4,022, 4,049 a 3,996.

3. V práci Fejdiho a Kolníka (l. c.) nie je štruktúra exolúcie zobrazená v odrazených elektrónoch, a preto sa nedá presne zistiť, či ide naozaj o exolúčnú formu kryštalizácie dvoch nemiešateľných pyroxénov cez „miscibility gap“.

4. Zistené mriežkové parametre Opx $a = 18,17\text{--}18,21$; $b = 8,87\text{--}8,89$; $c = 5,19\text{--}5,21$ Å nie sú parametrami ortopyroxénu radu ortoensstatit – ferosilit (Fejdi a Kolník, l. c.). Ortopyroxén má takéto mriežkové parametre: $a = 18,223\text{--}18,431$; $b = 8,815\text{--}9,080$; $c = 5,169\text{--}5,238$ Å (Deer et al., 1997). Zdvojeným parametrom a sa ortopyroxén odlišuje od ostatných (monoklinických) pyroxénov. Parametre b a c Opx a Cpx približne zhodné. Závisí to od porovnávaného druhu Cpx podľa parametra b a c . Zistený parameter a je pri Opx úplne mimo tabuľkového parametra a .

Na tomto mieste musím zdôrazniť, že práca Fejdiho a Kolníka (l. c.) je na čas svojho vzniku metodicky presným návodom, ako treba robiť petrologický výskum. Autori majú základné dáta, ale mali by ich nanovo zhodnotiť z hľadiska nových poznatkov o existencii alebo neexistencii Opx. Nik to nemôže urobiť za nich a neurobil som to ani ja (Radvanec, 2000), a tak som radšej vynechal celú štúdiu, aj keď som mriežkový parameter a , b a c z Fejdiho a Kolníka (1988) porovnal s údajmi o premene ortoensstatitu na klinoensstatit podľa Deera et al. (1997):

$$\begin{aligned} a(\text{Opx}) &\approx 2a\sin\beta(\text{Cpx}) = 18,2 \text{ Å} \\ b(\text{Opx}) &\approx b(\text{Cpx}) = 8,9 \text{ Å} \\ c(\text{Opx}) &\approx c(\text{Cpx}) = 5,2 \text{ Å} \end{aligned}$$

Z porovnania je zrejmé, že Fejdi a Kolník (1988) zistili rekryštalizáciu ortoensstatitu na klinoensstatit alebo primárny klinoensstatit, no posúdiť to môžu len oni. Fejdi a Kolník (l. c.) určili úplne presné hodnoty parametru a , b a c takejto premeny, no v nijakom prípade nenašli ortoensstatit alebo Opx, čo je podľa parametru a , b a c spoľahlivo vylúčené.

Klinoensstatit v Sedliciach a Jaklovciach potvrdila chemická analýza významným obsahom Na_2O v tab. 3 a uhlami na obr. 5 (Radvanec, 2000). Ďalej je to zistenie, že ortoensstatit nemôže obsahovať Na_2O . Zo všetkých uvedených poznatkov (mikroskop, odrazené elektróny, chemická analýza a parameter a , b a c) sa klinoensstatit hodnotil v mojej štúdií (Radvanec, 2000) a jasne som konštatoval: „Na rozdiel od Hovorku et al. (1985) sme v našich vzorkách zo sledovaných lokalít ortopyroxény alebo ich pseudomorfózy nezistili (Radvanec, 2000).“ Nemohol som hodnotiť ani údaje z geotermometrov a geobarometra, ktoré sú odvodené z dvojice Opx – Cpx,

lebo Opx sa na spomenutej lokalite nezistil ani podľa parametrov mriežky. Ortopyroxén v Sedliciach doteraz exaktne nezistil nik, ale mnohí si myslia, že tam je, napr. Hovorka et al. (1985). Nemám nič proti tomu.

K nejasnostiam a k rozporu medzi obsahom Na_2O a K_2O uvedeným v tab. 8 a analýzami z mikrosondy uvádzam toto: Objemové chemické analýzy metaperidotitu sa urobili zo vzoriek hmotnosti nad 5 kg homogenizáciou. Z každej z týchto vzoriek sa urobilo päť výbrusov, niekde aj viac. Vzorky sa rezali a podľa najväčšej variability minerálov v reze sa vybralo miesto na výbrus, ktoré reprezentuje plochu asi 5 cm². Je úplne prirodzené, že sa do výbrusu vybrali miesta, kde sa predpokladalo zachovanie primárnych minerálov. Po zhodnotení výbrusov sa v každej vzorke zistilo, že len dva výbrusy alebo – inak povedané 10 cm² – sú vhodné na ďalšie štúdium v mikroanalýzátore. Ostatné výbrusy nespĺňali rozličné kritériá, napr. obsahovali viac ako 10–30 % objemu serpentínových minerálov, obsahovali veľa spinelu a magnetitu atď. Na sedlickej lokalite som všade zistil relikty klinopyroxénu a olivínu a tie hovoria v prospech prevahy Cpx nad Ol. Na jaklovskej lokalite bolo ťažko vôbec nájsť nejaké vzorky, v ktorých by bol Ol + Cpx. Ich hľadanie na haldách trvalo takmer dva roky. Haldy sa prekopávali a robili sa na nich ryhy, aby lejak odhalil vhodný materiál, ale podarilo sa to. Nepochybujem o tom, že Kamenický v Sedliciach našiel aj výraznú prevahu olivínu nad pyroxénom, čo som na ploche 5 cm² zistil aj ja, ale v celkovej bilancii pomeru Ol a Cpx prevládajú relikty alebo serpentínom korodované zrná Cpx nad Ol, a to v každej vzorke. Dá sa to vysvetliť aj tak, že podstatná časť serpentínových minerálov vznikla hydratáciou olivínu. Potom by platilo, že objem serpentínových minerálov + relikty zachovaného olivínu vysoko prevláda nad Cpx. Ako exaktne rozhodnúť v matrixe metaperidotitu o tom, ktorý serpentínový minerál patrí olivínu a ktorý pôvodnému Cpx? O tomto probléme reprezentatívnej vzorky som rozhodol (Radvanec, 2000) na základe mikroskopických údajov z plochy niekoľko cm² a výsledok som preniesol na celý objem vyše päťkilogramovej vzorky (tab. 8; Radvanec, 2000). Objemová chemická analýza ukázala, že hydratácia asociácie Ol + Cpx je z hľadiska obsahu Na_2O oveľa vyššia, ako je to pri výbere plochy do výbrusu, ale z teoretického výpočtu aj tak rezultuje, že by pri predpokladanom 30 % objemu Cpx v subjektívne vybraných plochách (výbrusoch) s priemerným obsahom $\text{Na}_2\text{O} = 0,7$ hmot. % objemová analýza metaperidotitu mala teoreticky a maximálne obsahovať okolo 0,2 hmot. % Na_2O . V skutočnosti je to o jeden rád nižšie, čo vysvetľujem vyššou hydratáciou v homogenizovanom päťkilogramovom objeme metaperidotitu, ako je to v ploche, ktorá sa zámerne vybrala na štúdium vo výbruse. Pri hydratácii peridotitu prechádza postupne celá bilancia Na zo zničenej mriežky hostujúceho minerálu do fluidnej fázy. Postupný prechod Na do fluidnej fázy a väzbu Na a K z fluidnej fázy jasne dokumentuje obr. 5 a 7 a chemické analýzy v tab. 5, keď na začiatku hydratácie klinopyroxénu antigorit (KAtg) a chryzotil (KCtl) viažu v mriežke častí Na a K. O väzbe Na a K v mriežke nemožno vonkoncom pochybovať, pretože KAtg a KCtl majú presnú stochio-

metriu (tab. 5; Radvanec, 2000). Pre prechod Na do fluidnej fázy sa chemická klasifikácia postavená na Na v peridotite využíva málo, a práve preto ju v metaperidotite nerobí nik. Rovnaký problém je pri všetkých telesách ultramafitov na celom svete. Prítomnosť dominujúceho NaCl vo fluide blízko hranice stability coesitu a kremeňa dokázal Xiao et al. (2000).

Mohlo sa postupovať aj tak, že by sa nebola homogenizovala vyše pätkilogramová vzorka a potom by sa bolo vybralo do objemovej analýzy niekoľkogramové množstvo presne podľa situácie medzi minerálmi vo výbruse. Z Jakloviec a Sedlíc by som určil nasledujúce typy metaperidotitu až peridotitu: harzburgit, lherzolit, rodingit a serpentinit. Našiel by sa aj olivínovec, pyroxenit, antigoritovec, chloritovec, serpentín, chrómspinelovec, magnetitovec, granátovec, amfibolovec, možno aj dolomit, a to vždy podľa toho, aký veľký objem by sa chcel použiť do objemovej analýzy alebo do výbrusu. Najmenej pätkilogramová vzorka sa homogenizovala preto, aby sa v nej stanovil reprezentatívny obsah platinovej skupiny, Mn, Ti, Si, Al, Ca, Mg, Ni, Co, Cr, Au a Cu v priemernej vzorke, a tak sa vylúčili lokálne minerálne nehomogenity v hornine (tab. 8; Radvanec, 2000). Podľa obsahu týchto prvkov sa dá chemicky približne klasifikovať metaperidotit. Z uvedeného vychodí, že obsah Na a K v objemovej analýze metaperidotitu nič nerieši, a preto ho ani nijako nekomentujem (Radvanec, 2000) a nie náhodou tvrdím, že odvodzovať geotektonickú pozíciu metaperidotitu až peridotitu z chemického zloženia objemovej analýzy nemožno (pozri kapitolu Objemová chemická analýza metaperidotitu; Radvanec, 2000).

Vysokotlakový monoklinický coesit je stabilný aj v P-T podmienkach tvorby diamantu, ale diamant nie je sta-

bilnou fázou v celom poli stability coesitu. Ináč teoreticky povedané, v prípade pomalejšej exhumácie diamantu na povrch možno nájsť metamorfit, v ktorom sa mikroskopicky identifikuje C vo forme grafitu ako pseudomorfóza po diamante a hneď vedľa neho bude coesit. P-T podmienky exhumácie metaperidotitu od Jakloviec a Sedlíc sú vo vrchole metamorfózy na hranici stability coesitu a kremeňa, ako aj v poli stability grafitu, nie diamantu. Diamant nemohol v P-T podmienkach exhumácie metamorfózy peridotitu existovať. Na študovaných lokalitách sa ultravysokotlakové podmienky charakteristické pre súčasnú existenciu diamantu a coesitu exaktne nezistili, a preto sa hranica stability grafitu a diamantu do grafu nevyniesla (Radvanec, 2000).

Literatúra

- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1997: Rock-Forming Minerals – Single-Chain Silicates (Pyroxenes). *Volume 2A. Second Edition, The Geological Society, London*, 3–527.
- Fejdi, P. & Kolník, B., 1988: Pyroxénová geotermometria a geobarometria ultrabázického telesa pri Sedliciach. *Mineralia Slov.*, 20, 2, 149–160.
- Hovorka, D., 1985: Ultramafic Rocks of the Western Carpathians (Czechoslovakia). 63–232; 237–258.
- Morimoto, N., 1988: Nomenclature of Pyroxenes. *Mineral. Petrology*, 39, 55–76.
- Radvanec, M., 2000: P-T dráha exhumácie ultravysokotlakového metamorfovaného peridotitu neďaleko Jakloviec na severe gemerika a na lokalite Skalka pri Sedliciach na sever od pruhu Branisko – Čierna hora. *Mineralia Slov.*, 32, 5, 439–458.
- Xiao, Y., Hoefs, J., Kerkhof van den, A. M., Friebig, J. & Zheng, Y., 2000: Fluid history of UPH metamorphism in Dabie Shan, China: a fluid inclusion and isotope study on the coesite-bearing eclogite from Bixiling. *Contr. Mineral. Petrology*, 139, 16.

Reakcia na odpoveď M. Radvanec na diskusiu o jeho článku Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou (Mineralia Slov., 32, 2000, s. 1–16)

MARTÍN KOVÁČIK

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 25. 1. 2001)

Odpoveď M. R. (Radvanec, 2000a) na moju diskusiu (Kováčik, 2000a) možno ťažko prijať bez odozvy. M. R. sa namiesto vecnej argumentácie v odpovedi na nastolené otázky (napr. ako sa uplatňuje dominujúci „reliktný kalcit“ v metamorfných reakciách; polohy Fe karbonátov; dôkaz prítomnosti hexagonálneho pyrotínu; predmetamorfny chalkopyrit a sulfoarzenit; jednoaktový metamorf-

ný dej; korelácia s hornými vrstvami; ťažba magnetitovej mineralizácie atď.) uchýlil k dezinformáciám a ku kritickým výpadom voči údajom v mojich prácach (Kováčik, 1998, 2000). Zarazilo ma najmä nekorektné citovanie informácií zo správy (Kováčik, 1998), ktorými sa M. R. usiluje vytvoriť ilúziu, ako keby som bol mnohé údaje prevzal od neho. Zároveň mi pripisuje úvahy, ktoré

som nikdy nevyjadril. Od M. R. už odpoveď nežiadam – odbornú stránku veci nebudem v tomto príspevku ani komentovať. Pokladám však za nevyhnutné zaujať voči niektorým textovým manipuláciám a zavádzajúcim sentenciám zásadné stanovisko (pre ich značný rozsah nemožno reagovať na všetko).

V úvode svojho diskusného príspevku (Kováčik, 2000a) lokalitu, o ktorej je reč, nenazývam kokavský skarn ale tzv. kokavský skarn alebo „kokavský skarn“ (v úvodzovkách), lebo pod týmto klasickým označením (Šuf, 1938; Gubač, 1957) lokalitu pozná široká geologická verejnosť. M. R. dobre vie, že horninu nepovažujem za skarn, ale za metaferolit (Kováčik, 1998, 2000), ale to mu neprekáža vysvetľovať túto otázku v kapitole Termín kokavský skarn (Radvanec, 2000a). M. R. má pravdu, že názov rula, ktorý som použil, nie je na označenie vysokoželezitých metamorfovaných hornín príhodný. Odporúčania M. R. o používaní prípony želez-itá a želez-natá hornina nie sú prijateľné, lebo ide o adjektívum pričlenené k hornine, nie o chemickú terminológiu.

M. R. má v kapitole K nepresnosti citácie obviňuje „z výmyslov, od ktorých sa zásadne dištancuje.“ Napísal som: „M. Radvanec považuje vysokoželezité horniny na základe nálezu asociácie kalcitu a sideritu, ktoré sú uzavreté v agregáte granátov (obr. 4), za produkt metamorfozy Fe-karbonátových polôh“ (Kováčik, 2000). Vo svojom článku (Radvanec, 2000) na s. 5 píše: „Nepřítomnost plagioklasu v Mag-Grt bridlici potvrzuje, že almandín kryštalizoval z Cal + Sid karbonátického protolitu s obsahom FeChl a Qtz.“ Ďalej na s. 14 uvádza: „Přítomnost reliktov sideritu a kalcitu poukazuje na významný obsah Fe karbonátových polôh, telies alebo žíl v pôvodnom sedimente, alebo v nízkom metamorfite.“ Uznávam však, že moja citácia nie je rigorózne presná a M. R. sa za ňu ospravedlňuje.

V poznámke na s. 510 M. R. uvádza, že som v poslednej korektúre zmenil termín metasomatóza na metamorfoza. Nie som si toho vedomý, môžem to doložiť fotokópiou redakčného nátlaku a verím, že aj svedectvom redakcie. Pri korektúrach som zmysel diskusie nemenil a v zhode s M. R. považujem za správne, že odpovedá na text spred korektúry.

Za závažný útok s etickým podtónom pokladám na viacerých miestach opakované tvrdenie, že som teplotu metamorfozy zistil bez bližšieho výskumu, nejakou intuíciou či prevzatím z práce Radvanca (2000). Čítujem niektoré pasáže (Radvanec, 2000a): „M. K. tvrdí, že teplota metamorfozy v magnetitovej mineralizácii bola 600 ± 50 °C (Kováčik, 2000), ale toto svoje tvrdenie bližšie nevysvetľuje a neuvádza ani postup, ako túto teplotu zistil. Takýto údaj Kováčik (in Petro, 1998) nemá ani vo svojej predchádzajúcej práci“ (s. 509). Obdobne sa M. R. vyjadruje na s. 511: „M. K. nijakú P-T dráhu na predmetnej lokalite nenavrhol, podmienky kryštalizácie nijakého minerálu exaktne nezistil, ale napriek tomu P-T podmienky metamorfozy predmetnej horniny uvádza. Stalo sa tak v jeho poslednej práci (Kováčik, 2000) ... Pre čitateľa práce M. K. (Kováčik, 2000) je záhadou, ako sa stanovili P-T podmienky hercýnskej metamorfozy v oblasti Kokavy nad Rimavicou.“

Na svoju obhajobu z uvedenej správy (Kováčik, 1998) preberám autentické znenie príslušných pasáží, z ktorých som vychádzal neskôr (Kováčik, 2000):

„... Stabilita Fe-cummingtonitu – gruneritu sa pohybuje v širokom diapazóne teplôt – od 350 do cca 760 °C, podobne je to i so stanovovaním tlaku (Lattard a Evans, 1992; Fonarev, 1985; Miyano a Klein, 1986). V predmetných horninách, kde povedľa gruneritu nebol dosiaľ identifikovaný ferohyperstén ani olivín, možno na približné ohraničenie teplotných podmienok využiť stabilné diagramy, prípadne hľadať analógie s inými lepšie poznanými oblasťami. Reakcia grunerit = fayalit + kremeň + H₂O (pri $p_s = p_{H_2O}$) prebieha v strednotlakových podmienkach (cca 4–8 kb) pri 650–700 °C (Miyano a Klein, 1986) či okolo 570–600 °C (Fonarev, 1981). Maximálna teplota stability čistého gruneritu v invariantnom bode je najnovšie stanovená na 650 °C (Fonarev, 1981). Maximálna teplota stability čistého gruneritu v invariantnom bode je najnovšie stanovená na 650 °C pri tlaku 9.7 kb, za vyšších podmienok vzniká ferohyperstén, pri nižších fayalit (Lattard a Evans, 1992). Pri tlaku 2 kb je grunerit stabilný do 550 °C a teplota so vzrastajúcim tlakom plynule rastie až po spomínaný invariantný bod. Z reálnych i experimentálnych systémov však vyplýva, že stabilita gruneritu sa rozširuje s pribúdaním obsahu MgO. Na základe viacerých údajov (Fonarev, 1985; Miyano a Klein, 1986; Haase, 1982 a pod.) predpokladáme, že polohy vysokoželezitých rúl boli v priemere metamorfované v podmienkach strednej (až vyššej) časti amfibolitovej fácie (t. j. cca 600 ± 50 °C).“

V závere tejto správy sa zaoberám okolitým rulovým substrátom a otázkam stanovovania p-T podmienok venujem trojstranovú podkapitolu s názvom *Chemické zloženie granátu a odhad p-T podmienok*. Na osvetlenie problematiky z tejto state vyberám niektoré časti:

„... V niektorých granátoch (napr. vz. 16C) možno opticky pozorovať diskontinuitné zóny – zakalený stred s uzavreninami a číry okraj. Predbežne vyššie spomenuté fenomény hodnotíme nasledovne: zakalené centrálné časti pochádzajú pravdepodobne z regionálne metamorfného štádia a sú relatívne vyššie teplotné (vyšší pomer M/MF). Na formovaní okrajových „regresívnych“ zón sa zrejme podieľa naložená granitizácia, a tieto fázy nehodnotíme v zmysle difúznej redistribúcie už vytvorených výrastlíc. Ide zrejme o nové prírastkové zóny, o čom svedčí optická zonalita a hlavne často pozorované zväčšovanie veľkosti granátov v blízkosti/na kontaktoch s leukokratnými granitmi. Nakoľko súvisí vysokoteplotný okraj granátu vo vz. 17 s lokálnym teplotným účinkom granitu, alebo zachováva regionálne metamorfnú zonalitu, zatiaľ nevedno. Určovať teploty pomocou výmenného granát-biotitového termometra je sporné jednak kvôli predpokladanému zatieneniu primárneho zloženia granátu difúznymi procesmi nad teplotou 550 °C (Spear, 1991) a tiež vzhľadom na vyšší obsah Fe v biotite (tab. 6, v porovnaní s inými vysokometamorfnými rulami vo veporiku). Orientačne vychádzajú tieto výsledky: okraj granátu vo vz. 17 spärený s biotitom v tab. 6 udáva teploty okolo 700–725 °C pri tlakoch okolo 5,5 kb

(Perčuk a Lavrenteva, 1983; Ghent a Stout, 1981). Teplota stredy vychádza na cca 675–700 °C, pri tlaku 5–5,5 kb (na základe zloženia plagioklasu: Ab–83,7; An–15,8 a Or–0,5 %). Teplotný vývoj granátu vo vz. 16C je odlišný – okraj indikuje 650–680 °C a stred 690–715 °C; pre neprítomnosť plagioklasu tlak nestanovujeme. Výsledky geotermobarometrie treba posudzovať so značnou rezervou, lebo si nie sme istí ako vstupné údaje zo slúd a plagioklasu geneticky súvisia s vývojom jednotlivých látkových domén v granáte. Keďže v študovaných rulách je systematicky prítomný muskovit a nepozorovať vývoj K-živca ani Al-silikátu, v teplotnom oceňovaní hercýnskej regionálnej metamorfózy rúl sa prikláňame k hodnotám okolo 600–650 °C. ... K prejavom alpínskej metamorfózy možno s väčšou istotou pripisovať lokálny vývoj úzkych prírastkových lemov na predalpínskych granátoch (pozri tab. 5). Vyznačujú sa nevýraznou progresívnou zonalitou a temer 30 % obsahom grossulárovej komponenty ...“ Uvedený prístup (Kováčik, 1998) nemusí každý považovať za správny, ale sú to jednoznačne pôvodné údaje. (Otázka originality p-T stanovení ako aj iných údajov by sa takto mohla vnímať aj v inej polohe.)

Radvanec (2000a) ďalej pokračuje: „Vzletne uvažovať o tom, že sa mi to či ono nezdá a to aj ono by mohlo byť aj takto, do petrológie nepatrí. Nepatrí tam ani úvaha, že exaktné stanovovanie metamorfných podmienok v systémoch obohatených o Fe je veľmi orientačné, predovšetkým pre široké pole stability spomínaných vysokoželezitých minerálov. Korikovskij (1989) a Radvanec (2000) takýto problém nemajú a p-T podmienky oblasti zhodne stanovili v rovnakom teplotnom intervale. S touto časťou prípravy má problémy len M. K.“

V prípade Korikovského et al. (1989) to však celkom tak nie je, lebo metamorfnú teplotu chápu so značnou neurčitou a tlak si netrúfajú stanoviť vôbec. Svedčí o tom aj názov predmetnej kapitoly Geotermometria a pravdepodobné faciálne podmienky metamorfózy (Korikovskij et al., l. c.). V prospech M. R. teda vyznieva, že on je jediný, ktorý nemá v tomto smere problémy. Predmetné stanovenia M. R. necitujem v rozšírenom konferenčnom abstrakte (Kováčik, 2000) aj preto, že práca bola orientovaná hlavne na problematiku grafitických metakvarcov a ložiskotvorné procesy, ktoré boli nosnou témou (pre každého?) správy Petra et al. (1998). Pravdou je aj to, že zodpovedný riešiteľ pri zostavovaní záverečnej správy (Petro et al., 1998) poskytol už odovzdané čiastkové správy (medzi nimi aj Kováčikovu, 1998) M. R., aby sa oboznámil s poznatkami o území pri svojej nadstavbovej štúdii (Petro, osobná informácia).

M. R. (2000a) analyzuje moju správu ďalej: „M. K. vo svojich úvahách narába iba s termínom pseudomorfóza po diopside a pokladá to za seriózný výskum ... M. K. nevie, že hornblend (obr. 8, Radvanec, 2000) nemohol kryštalizovať ako pseudomorfóza po diopside, pretože diopsid prakticky Al neobsahuje ...“

Musím konštatovať, že ide o značné skreslenie pôvodného textu. V správe (Kováčik, 1998) sa v rámci petrografického prehľadu okololožiskových horninových typov zmieňujem aj o amfibolovo-klinozoisitickú horninu.

Nikde som nenapísal, že hornblend kryštalizoval ako pseudomorfóza po diopside! Zo svojej správy ponúkam pôvodné znenie príslušného odseku:

„V prieskumnej ryhe RKR-1 sa v úlomkoch lokálne nachádza masívnejšia zelenkavosivá hornina, pracovne označovaná amfibolit. Z mikroskopického štúdia vyplynulo, že obsahuje pribl. 2/3 klinozoisitu, ďalej je prítomný amfibol, kremeň, biotit, ako aj všadeprítomné drobné zrnká titanitu. Klinozoisit vytvára agregáty i samostatné kryštály, ktoré dosahujú bežne 2 mm veľkosť. Náleží k základnej metamorfnej asociácii, sčasti sa však uplatňuje i v korozívnych reakciách, zatláča napr. predpokladaný diopsid. Amfibol vystupuje vo veľkosti do 0,5 mm, lokálne tiež pozorovať až 2 mm výrastlice. ... Hornina predstavuje neobvyklý petrogenetický typ, ktorý pravdepodobne prináleží k skupine hedenbergiticko-klinozoisiticko-kremenných bridlic, ktoré sú opísané v skúmanej oblasti (Korikovskij et al., 1989). Zdrojový materiál týchto veľmi zriedkavých bridlic autori považujú za sedimentárny a konkrétne ho priradujú k psamitom obohatených o Ca, príp. i Fe. V našom ponímaní táto skupina netradičných hornín prináleží skôr k ilovcovo-vápenatým horninám (sliene). K tomuto predpokladu nás vedie nevýrazný obsah alkálií – K_2O sa objavuje len v biotite, kdežto minerálny nositeľ Na_2O nie je prítomný vôbec (napr. plagioklas) ... Pravdepodobne sa jedná o obdobné horninové typy označované ako vápenato-silikátové rohovce, s metamorfnou asociáciou amfibol-pyroxén-klinozoisit alebo amfibol-klinopyroxén, ktoré sa ojedinele nachádzajú v masíve Kohúta (Vrána, 1964). ...“

V záverečnej kapitole Liberalizmus a posun v interpretácii názorov M. Kováčika inektívne šírenie nepravd vrcholí: „... M. K. sa o tom, že siderit v protolite Korikovskij et al. (1989) predpokladali a Radvanec (2000) exaktne zistil, ani len nezmienil, no nebránilo mu to prevziať výsledky bez uvedenia zdroja a citácie. M. K. aj v tejto diskusii pokladá siderit za metamorfogénny minerál, alebo že by platil nový pohľad z 32. ročníka periodika *Mineralia Slovaca*.“ (Radvanec, 2000a)

Opäť vyberám presné znenie vety zo subkapitoly o geneze vysokoželezitých hornín z mojej správy (Kováčik, 1998):

„... Stotožňujeme sa s uzávermi práce Korikovského a kol. (1989), ktorý v súlade s názorom Zoubka a Nemčoka (1951) upresňuje charakter sedimentárneho zdroja na chamositovo-goethitovo-sideritovo-kremenné železné rudy. ...“ O svojom pohľade na „exaktné zistenie sideritu“ M. R. sa zmieňujem v diskusii (Kováčik, 2000a). Nie je pravda, že by som v tejto diskusii alebo inde pokladal siderit za metamorfogénny minerál.

Verím, že ak bude mať pozorný čitateľ záujem a čas, urobí si obraz o celej problematike sám. Záverom možno len súhlasiť s poslednou vetou odpovede M. R. (Radvanec, 2000a): „Petrologia je exaktná vedná disciplína a petrografia je len pomocná vedná disciplína, ktorá obyčajne predchádza petrologickému výskumu.“ Z toho zrejme vyplýva, že petrografické poznanie hornín a chápanie základných štruktúrno-geologických vzťahov v danej oblasti sú nevyhnutným predpokladom objektívneho petrologického

výskumu. K daným otázkam sa na stránkach tohto časopisu už neplánujem viac vyjadrovať.

Redakčná poznámka

Citácie v tomto článku vytlačené kurzívou v súlade s autorovou požiadavkou redakcia jazykovo neupravovala a za túto ich stránku nepreberá zodpovednosť.

Literatúra

- Fonarev, V. I., 1981: Thermodynamic functions of cumingtonite solid solutions. *Geochem. Internat.*, 18, 1–11.
- Fonarev, V. I., 1985: Experimental study of equilibria involving Fe-Mg solid solutions. geological thermo-baro-oxometry *Geol. Zbor Geol. carpath.*, 36, 597–617.
- Ghent, E. D. & Stout, M. Z., 1981: Geobarometry and geobarometry of Plagioclase-Biotite-Garnet-Muscovite assemblages. *Contr. Mineral. Petrology*, 76, 92–97.
- Gubač, J., 1957: Paragenéza skarnového ložiska pri Kokave nad Rimavicou. *Geol. Práce, Zpr.*, 11, 89–99.
- Haase, C. S., 1982: Metamorphic petrology of the Negaunee Iron formation, Marquette District, Northern Michigan: Mineralogy, Metamorphic reaction, and phase equilibria. *Econ. Geol.*, 77, 60–81.
- Korikovskij, S. P., Dupej, J. & Boronichin, V. A., 1989: Vysokoželezité metasedimenty z Kokavy nad Rimavicou (veporikum). *Mineralia Slov.*, 21, 251–258.
- Kováčik, M., 1998: Príspevok k petrogenéze územia. In: *Petro. M. (Ed.): Kokava nad Rimavicou – granit. Manuskript – archív Geofond Bratislava*, 25.
- Kováčik, M., 2000: Graphitic metaquartzites and magnetite-bearing gneisses: petro- and minerogenetic analysis. *Mineralia Slov.*, 32, 183–185.
- Kováčik, M., 2000a: K otázke vysokoželezitých rúl pri Kokave nad Rimavicou. Diskusia k článku M. Radvanec (2000): Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou. *Mineralia Slov.*, 32, 507–508.
- Lattard, D. & Evans, B. W., 1992: New experiments on the stability of grunerite. *Eur. J. Miner.*, 4, 219–238.
- Miyano, T. & Klein, C., 1986: Fluid behavior and phase relations in the system Fe-Mg-Si-C-O-H application to high grade metamorphism of iron-formations. *Amer. J. Sci.*, 286, 540–575.
- Perčuk, L. L. & Lavrentjeva, I. V., 1983: Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: *Saxena, S. K. (Ed.): Kinetics and Equilibrium in mineral reactions. Adv. phys. geochem.*, 3, Springer Verlag, New York, 199–239.
- Petro, M. et al., 1998: Kokava nad Rimavicou – granit. *Manuskript – archív Geofond Bratislava*.
- Radvanec, M., 2000: Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou. *Mineralia Slov.*, 32, 1–16.
- Radvanec, M., 2000a: Odpoveď Dr. M. Kováčikovi na jeho: K otázke vysokoželezitých rúl pri Kokave nad Rimavicou. *Mineralia Slov.*, 32, 508–512.
- Spear, F. S., 1991: On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *J. met. Geol.*, 9, 379–388.
- Šuf, J., 1938: Zpráva o geologických poměrech a ložiskách užitečných nerostů v okolí Kokavy na Slovensku. *Věst. St. geol. Úst., Praha*, 91–103.
- Vrána, S., 1964: Petrogeneze veporidního krystalinika v okolí Slavošovec. *Geol. Práce, Zpr.*, 33, 5–30.
- Zoubek, V. & Nemček, A., 1951: Zpráva o magnetitovom ložisku pri Kokave nad Rimavicou. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava*, 13.

Druhá odpoveď RNDr. M. Kováčikovi, CSc., na tému Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou

MARTIN RADVANEC

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Markušovská cesta 1, 052 01 Spišská Nová Ves

(Doručené 19. 2. 2001)

Vznik metapelitu, amfibolovej bridlice a magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou v procese metamorfózy v ostatnom čase študoval Korikovskij, Dubej, Boronichin, Petro, Mudráková a Radvanec, na jednej a RNDr. M. Kováčik, CSc. (ďalej M. K.) na druhej strane. K nasledujúcim výsledkom a náhľadom na genézu v rokoch 1989 až 2000 dospela prirodzene vzniknávajúca prvá skupina:

1. Predmetamorfným protolitom magnetitovo-grafitovej mineralizácie bol nízky metamorfít alebo sediment bohatý na Fe chlorit, organickú substanciu, siderit, kalcit, dolomit, kremeň a plagioklas a isto sa v ňom vyskytoval aj hematit a goethit.

2. Metapelit vznikol metamorfózou z polôh protolitu s prevahou muskovitu, chloritu a kremeňa. Po metamor-

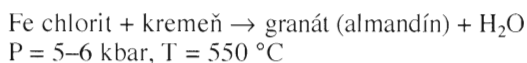
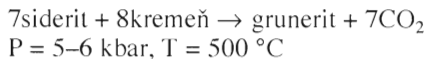
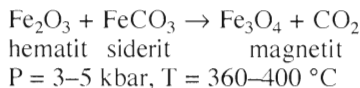
fóze tohto substrátu sa vytvorila minerálna asociácia granát – plagioklas – muskovit – biotit – chlorit – kremeň ± K živec. Relikty pôvodného chloritu a muskovitu sa zachovali priamo v strede granátu a majú iné chemické zloženie ako metamorfogénny chlorit a muskovit (fengit) v matrici. Metapelit obsahuje vtrúseniny grafitu.

3. Amfibolová bridlica vznikla z polôh protolitu s prevahou plagioklasu a dolomitu, a tak po metamorfóze vznikla bridlica, v ktorej dominuje koexistujúca dvojica hornblend a aktinolit, ako aj klinozoisit.

4. Z polôh bohatých na organickú substanciu a kremeň vznikol metakremenec s grafitom a táto mineralizácia bola predmetom prieskumu (Petro, 1998).

5. Z polôh protolitu bohatého na Fe chlorit, hematit, kalcit, siderit a kremeň v prográdnej metamorfóze podľa

modelových reakcií a známych experimentov postupne vznikli nasledujúce minerály:



Vysokoteplotný hexagonálny pyrotín často tvorí zmes s almandínom, a to vždy na jeho okraji, ako aj vtedy, keď sú tieto dva metamorfogénne minerály spolu. Obsah S je na okraji almandínu merateľný v leme do 40 mikróv. S sa do fluidnej fázy uvoľnila pri metamorfóze z reliktu sulfidickej mineralizácie v protolite. Relikty sulfidov sú rozptýlené a okraje reliktov zrn korodované v každom type metamorfitu. V matrixe na konci retrográdnej metamorfózy kryštalizoval monoklinický pyrotín pri teplote pod 300 °C a kalcit ostal počas celej metamorfózy rezistentným. Grafít je všade vo forme vtrúsenín. V metamorfite s prevahou magnetitu a granátu sa veľmi často zachovali nezreagované relikty Fe chloritu, kalcitu, sideritu a relikty sulfidov. Metamorfogénna minerálna asociácia magnetit + granát + grunerit a pyrotín alebo magnetitovo-granátová bridlica sa v oblasti Kokavy nad Rimavicou lokálne ťažila (Anonymus a Bender in Radvanec, 2000b).

Uvedené sa týka protolitu metamorfovaného v nepochybné spojitom jednoaktovom procese prográdnej a retrográdnej metamorfózy najskôr vo variskom orogéne. P-T podmienky v tejto oblasti študoval Korikovskij et al. (1989) a zistili teplotu metamorfózy magnetitovo-granátovej bridlice 550–580 °C. Od M. K. by bolo korektné, keby napísal aj dôvetok k tomuto zisteniu, keď Korikovskij et al. konštatovali, že predpokladajú aj nižšiu teplotu kryštalizácie granátu a biotitu ako 550–580 °C. Rovnakú a nižšiu teplotu metamorfózy som v súlade s Korikovským et al. (1998) zistil a potvrdil aj ja (Radvanec, 2000a). Je to teplota 530–580 °C v troch nezávislých vzorkách metapelitu a 420–600 °C v štyroch nezávislých vzorkách z magnetitovo-granátovej bridlice. Tento teplotný rozsah sa v študovanej oblasti kontroloval aj koexistujúcou dvojicou aktinolit a hornblend v amfibolovej bridlici. Súčasná kryštalizácia Act a Hbl je možná iba v intervale 400–600 °C (citácie sú u Radvanca, 2000a). M. K. až v tejto – ako sľúbil, jeho naozaj poslednej – replike zverejnil postup, ako dospel k výsledku o teplote metamorfózy v oblasti Kokavy nad Rimavicou (Kováčik in Petro, 1998). Teplota metamorfózy, ktorú M. K. vypočítal z Grt-Bt geotermometra, je 700–725 °C a 675–700 °C alebo 650–680 °C a 690–715 °C, ale M. K. tvrdí, že to nie sú dobré hodnoty, lebo „výsledky geotermobarometrie treba posudzovať so značnou rezervou, lebo nie sme si istí, ako vstupné údaje zo slúd a plagioklasu geneticky súvisia s vývojom látkových domén v granáte. Keďže v študovaných rulách je systematicky prítomný muskovit

a nepozorovať vývoj K živca a Al silikátu, v teplotnom ocenení hercýnskej regionálnej metamorfózy sa prikláňame k hodnotám okolo 600–650 °C ...“ Keby sa bol M. K. naozaj seriózne venoval mineralogickému výskumu ruly (metapelitu) pri Kokave nad Rimavicou, bol by zistil, že nehomogenity v granáte zreteľne vidno v odrazených elektrónoch, a teda nijaký hypotetický vyššie teplotný „overprint“ nad 550 °C, o ktorom M. K. v druhom diskusnom príspevku vzletne uvažuje, granát difúzne neprekryl a nehomogenizoval. Chemické nehomogenity v granáte jednoznačne sú a Radvanec (2000a) aj Korikovskij et al. (1989) ich postavenie v metamorfite aj zhodnotili. M. K. by serióznym štúdiom jeho ruly zistil aj to, že K živec v rule je a muskovit – fengit sa v nej alebo v metapelite vyskytuje v troch formách. V reliktnnej forme sa fengit (Png₀) zachoval z protolitu priamo v strede Grt spolu s reliktom chloritu (Chl₀). V matrixe muskovit (fengit) kryštalizoval v prográdnej a retrográdnej metamorfóze (Png_{1-P} a Png_{1-R}). O tom všetkom sa už diskutovalo a základné údaje sú v mojej štúdii (Radvanec, 2000a). V nej sa aj veľmi zreteľne vysvetľuje, prečo je uvedená teplota od M. K. nezmyslom. Vypočítanú teplotu neprijíma ani M. K. a zostáva záhadou, prečo teplotu metamorfózy ruly stanovil práve na 600–650 °C.

M. K. odvodil stabilitu Fe cummingtonitu – gruneritu od všeobecne známych polí stability, ktoré čitateľ môže nájsť napr. u Deera et al. (1997) v časti o amfiboloch na s. 86–133. Citovanú pasáž, ktorú v druhom diskusnom príspevku M. K. začína „Stabilita Fe cummingtonitu – gruneritu sa pohybuje...“, oveľa lepšie na s. 109–111 spracoval Deer et al. (1997). Oni totiž v prepise reakcie grunerit = fayalit + kremeň + H₂O chybu neurobili. Správne je to takto:

- 2 grunerit = 7 fayalit + 9 kremeň + 2 H₂O pri nízkom tlaku (P = 0,5–9,7 kbar, T = 500–650 °C)
- grunerit = 7 ferosilit + kremeň + H₂O pri vysokom tlaku (P = 9,7 a viac ako 20 kbar, T = 550–650 °C)

Poznámka:

Názov ferohyperstén sa od roku 1988 nepoužíva. Správne je ferosilit (Morimoto et al., 1988).

Problém gruneritu od Kokavy nad Rimavicou je v tom, že petrológovia a geológovia chcú vedieť, ako a z čoho vznikol. Na to M. K. odpovedá tak, že vymenúva pole stability gruneritu a prihadzuje k tomu nesprávne opísanú reakciu. Potom tam dáva teplotu, ktorú záhadne odvodil od premeny gruneritu na ferosilit, alebo naopak podľa uvedenej reakcie a pri tlaku, ktorý odhadol – nevedno prečo – v rozsahu 4–8 kbar. Výsledkom je teplota 600 ± 50 °C (Kováčik, 2000a, a táto diskusia). Mimochodom, predtým v rule odhadol teplotu na 600–650 °C. Neodbornosť je v tom, že M. K. odvodil grunerit od ortopyroxénu – ferosilitu a vôbec sa nebal uviesť reakciu premeny gruneritu na Fe olivín (fayalit), ale petrológov upozorňuje na to, že doteraz síce nik tieto minerály v študovanej oblasti nenašiel, ale treba byť v strehu. Rád pripomínam, že keby v tejto oblasti bola metamorfná teplota, ktorú z ruly

(metapelite) vypočítal M. K. (700–725 °C, 675–700 °C, 650–680 °C a 690–715 °C), v magnetitovo-granátovej bridlici by sa bol zistil Fe olivín, ale najskôr ferosilit, a to v závislosti od tlaku. Minerály by sa identifikovali, pretože v takých teplotných podmienkach by sa všetok grunerit zmenil na olivín a/alebo pyroxén, o čom nemožno pochybovať. Lenže grunerit je v danej oblasti minerálom, ktorý sa vyskytuje tam, kde sa nenašiel siderit, a reakciou z „protolitového“ sideritu vznikol aj grunerit (Radvanec, 2000a). Po dlhej a jalovej diskusii o existencii na Fe bohatého sedimentu so sideritom už nepochybuje ani M. K. Jednoznačne potvrdil, že súhlasí s protolitom podľa Zoubka a Nemčoka (in Korikovskij et al., 1989), Korikovského et al. (1989) aj Radvanca (2000a), t. j. s protolitom zo sedimentárneho zdroja, ktorého súčasťou je aj siderit. V sedimentárnom protolite sa spolu s karbonátmi ortopyroxén alebo olivín nemôžu vyskytovať. Obidva minerály by sa v sedimentárnych podmienkach ešte pred metamorfózou zmienili na chlorit. Prítomnosť Fe olivínu a Fe ortopyroxénu sa v protolite dá spoľahlivo vylúčiť napríklad tým, že grafit je všadeprítomný a v metamorfitech sa zistil reliktný siderit a kalcitu. Tieto minerály určite nevznikali spolu s Fe olivínom alebo ortopyroxénom v podmienkach sedimentácie. M. K. doteraz nezverejnil postup, z čoho a ako vznikol grunerit, a to by petrológ urobil vždy. Môžem M. K. uistiť, že sa Fe olivín a ortopyroxén na haldách magnetitovo-granátovej bridlice nikdy nenájde, lebo teplota metamorfózy na Fe bohatého sedimentárneho protolitu neprekročila 600 °C (Korikovskij et al., 1989; Radvanec, 2000a). Tlak metamorfózy sa stanovil do 6 kbar (Radvanec, 2000a). O tom je štúdium petrológie. Petrograf môže hľadať aj nemožné. V tom mu nik nebráni. On aj tak bude veriť, že raz nájde to, čo ani sám nevie, prečo hľadá.

Odpovedať treba na akúkoľvek diskusiu, ktorú niekto začal, v tomto prípade M. K. Nemôžem pochopiť, prečo M. K. nežiada odpoveď na otázky, keď ide o diskusiu. Je mi ľúto, že nechce pokračovať v diskusii, ktorú sám otvoril. Na druhej strane má M. K. pravdu v tom, že raz treba prestať. Súhlasím s M. K. v tom, že z jeho strany nejde o diskusiu. M. K. tvrdí, že Radvanec (2000b) namiesto vecnej reakcie na jeho nastolené otázky „(napr. ako sa uplatňuje dominujúci reliktný kalcit v metamorfných reakciách; polohy Fe karbonátov; dôkaz prítomnosti hexagonálneho pyrotínu; predmetamorfny chalkopyrit a sulfoarzenit; jednoaktový metamorfny dej; korelácia s holeckými vrstvami, ťažba magnetitovej mineralizácie atď.) uchýlil k dezinformáciám a ku kritickým výpadom voči údajom v práci Kováčika (in Petro, 1998; Kováčik, 2000a).“ Na všetky tieto otázky som vyčerpávajúco odpovedal v pôvodnej práci aj v prvej reakcii na diskusný príspevok M. K. o probléme (Radvanec, 2000a, 2000b). Iná vec je, že M. K. moje odpovede nepochopil.

Kováčik (2000b) vo 8. riadku prvého odseku v prvej diskusii použil termín tzv. kokavský skarn a tretí odsek začal touto vetou: *M. Radvanec ďalej uvažuje, že „kokavský skarn“ je ...* Tu M. K. svojvoľne napísal niečo, čo nie je pravda. V práci Radvanca (in Petro, 1998)

a Radvanca (2000a) sa termín „kokavský skarn“ vôbec neobjavil a vyhol som sa mu aj v kapitole o geologických poznatkoch z okolia Kokavy nad Rimavicou. Preto sa v prvej mojej odpovedi na diskusiu, ktorú vyvolal M. K., venovala termínu kokavský skarn veľká pozornosť. Termín „kokavský skarn“ podsúva a používa iba Kováčik (2000b), ja som ho nepoužil a nepoužijem. Len na okraj poznamenávam, že adjektívum s príponou –itý v železitej rule použil Kováčik (2000b), nie ja. Treba s M. K. súhlasiť, že prípony –itý a –natý nie sú pri horninách prijateľné. Nevie, prečo M. K. v prvej diskusii „prilepil“ príponu –itý k rule, keď vie, že je to neprijateľné. Na túto chybu som M. K. upozornil a odporučil som mu, aby v budúcnosti používal „menšie zlo“, a to príponu –natý, pretože ona lepšie vystihuje dvojmocnú formu väzby Fe v metamorfite. M. K. mohol pokojne siahnuť po výraze hornina s obsahom Fe, a tak sa vyhnúť akémukoľvek podozreniu, že má na mysli trojmocnú väzbu Fe v hornine.

Je potešiteľné, ak M. K. priznáva, že termín „vysokoželezitá rula“ nie je prijateľný, nemal by sa používať, a oceňujem aj to, že siderit už definitívne považuje za reliktný z protolitu metamorfitu. Len pre poriadok M. K. pripomínam, aby si uvedomil, že od začiatku na túto tému diskutuje sám so sebou, s tým, čo napísal o pôvode sideritu v prvej reakcii na moju štúdiu (Radvanec, 2000a). Citujem Kováčika (2000b) z predchádzajúcej diskusie: „*M. Radvanec považuje vysokoželezité horniny na základe nálezu asociácie kalcitu a sideritu, ktoré sú uzavreté v agregáte granátov (obr. 4), za produkt metamorfózy Fe karbonátových polôh (v texte pred imprimé M. K. uviedol metasomatózy – poznámka M. R.). Aj takto zdôvodnená genéza je však ťažko akceptovateľná z viacerých dôvodov. Karbonát totiž možno pokladať za sekundárny minerál, ktorý sa nezriedka vyskytuje v petrografickej štruktúre metamorfovaných hornín kryštalinika. To, že popri prevládajúcom kalcite vznikol aj siderit, sa dá v tomto prípade pripísať najskôr vysokoželezitému protolitu.*“ Z citovaného textu je zrejmé, že M. K. považoval siderit za metamorfogénny minerál rovnako ako kalcit. Isté je aj to, že M. K. necituje prácu, o ktorej vedel, že jestvuje (Radvanec, 2000a), a úplne pokojne mohol citovať aj Radvanca (in Petro, 1998).

Na záver opäť citujem M. K. z druhého diskusného príspevku: „*Klinozoisit vytvára agregáty aj samostatné kryštály, ktoré sú bežne veľké do 2 mm. Náleží k základnej metamorfnej asociácii, sčasti sa však uplatňuje aj v korozívnych reakciách, zatláča napr. predpokladaný diopsid.*“ Opakujem, že v sledovanej oblasti diopsid nebol. Diopsid je Mg-Ca pyroxén. Metamorfogénne minerály a reliktné minerály z protolitu Mg prakticky neobsahujú (Radvanec, 2000a, 2000b), a tak diopsid v našej oblasti nevznikol, lebo nemal z čoho, a preto ani nemôže klinozoisit alebo amfibol „zatláčať“.

Redakčná poznámka

Citácie v tomto článku vytlačené kurzívou redakcia jazykovo neupravovala a za túto ich stránku nepreberá zodpovednosť.

Literatúra

- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1997: Rock-Forming Minerals – Double-Chain Silicates. *Volume 2B, Second Edition. The Geological Society, London*, 86–133.
- Korikovskij, S. P., Dubej, J. & Boronichin, V. A., 1989: Vysokoželeznaté metasedimenty z Kokavy nad Rimavicou (veporikum). *Mineralia Slov.*, 21, 251–258.
- Kováčik, M., 2000a: Graphitic metaquartzites and magnetite-bearing gneisses: petro- and minerogenetic analysis (Kokava nad Rimavicou, southern Veporic basement). *Mineralia Slov.*, 32, 3, 183–185.
- Kováčik, M., 2000b: K otázke vysokoželezitých rúl pri Kokave nad Rimavicou. *Mineralia Slov.*, 32, 5, 507–508.
- Morimoto, N., 1988: Nomenclature of Pyroxenes. *Mineral. Petrology*, 39, 55–76.
- Petro, M., 1998: Kokava nad Rimavicou – grafit. *Manuskript – archív Geofond, Bratislava*.
- Radvanec, M., 2000a: Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou. *Mineralia Slov.*, 32, 1, 1–16.
- Radvanec, M., 2000b: Odpoveď Dr. M. Kováčikovi na jeho: K otázke vysokoželezitých rúl pri Kokave nad Rimavicou. *Mineralia Slov.*, 32, 5, 508–513.

Stanovisko k odpovedi Ing. Radvanca, CSc., na moju kritiku (*Mineralia Slov.*, 32, 2000, s. 512–513) jeho článku Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou (*Mineralia Slov.*, 32, 2000, s. 1–16)

MARIAN DYDA

Katedra mineralógie a petrológie, Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 19. 1. 2001)

Jedným z hlavných etických imperatívov nášho bádania je hľadanie pravdy. To platí, i keď v rozdielnostiach, pre všeobecné konanie ľudí. Existencia pravdy sa odzrkadľuje v pravdivosti všeobecných princípov a zákonitostiach, ktoré môžeme racionálne formulovať. O prírodných, fyzikálnych a iných zákonitostiach môžeme diskutovať, vyjadrovať svoj názor, stanoviská, no nemôžeme napr. o nich nechať hlasovať. Tieto angažované odborné stanoviská však nič nezmenia na existencii faktu, ktorý reálne v prírode prebiehal a dá sa sčasti exaktne opísať.

Z tohto pohľadu sú naše diskusné stanoviská (Ing. Radvanca a moje) viac, či menej vzdialené od faktu, pravdy. Prírodovedec má mať záujem vedieť pravdu. Má klásť prírode otázky a náležite počúvať jej odpovede. Nemal by si činiť právo rozhodovať o tom, ktoré prírodou vytvorené odpovede sú správne. Príroda odpovedá vždy pravdivo.

Aby sme dosiahli nutnú odbornú vzájomnú zrozumiteľnosť, musíme rešpektovať obsah ustálených pojmov. Pri termínoch *porfiroblast*, *formulácia metamorfnej reakcie*, či *minerálna rovnováha* je potrebné, aby diskutujúci mali na zreteli ten istý obsah už ustálených pojmov. Vtedy už

nie je potrebné špecifikovať napr. obsah pojmu minerálna rovnováha. To je abeceda zrozumiteľnosti vytvárajúca predpoklad odbornej zhody v problematike aj schopnosť prijať jednotlivé informácie. Tieto informačné celky skladáme, racionálnym koordinovaním rôznych faktorov založených na znalosti, do harmonického celku. V hodnotení však musíme pripustiť určitú odbornú nízkosť, aby sme mohli rásť. Ak máme pocit, že sme na vrchole a takto hodnotíme aj svoje okolie, kam smeruje naša cesta vyššie? Mali by sme sa blížili k stavu, kedy robíme minimálne množstvo chýb, avšak nemôžeme deklarovať svoj stav bezchybnosti.

Ak máme hodnotu slobodného univerzálneho bádania, je našou povinnosťou vytvárať pravdivé informácie. Mali by sme viac opodstatnene dôverovať svojím názorom a prejavovať, slušným nie urážlivým spôsobom, menej pochybností o skúsenostiach a názoroch druhých. Konštruktívna kritika vychádza najmä z jej úmyslu obojstrannej korektnej prezentácie. Tu by nemalo dochádzať ku konfliktu, či dehonestácii. V situáciách, kedy toto prestáva platiť, a namiesto kritiky stanoviska sa kritizuje samotný človek, kritika už stráca konštruktívny význam.

Poznámka redakcie

M. Radvanec nepovažuje za potrebné na stanovisko M. Dydu odpovedať.

Poznámka šéfredaktora

Príspevkami publikovanými v tomto čísle sa diskusia končí.

Obsah

Šesťdesiat rokov Štátneho geologického ústavu D. Štúra
a čo ďalej? 1

Seminár – Analytická elektrónová mikroskopia 6
Kronika 7

Šesťdesiat rokov Štátneho geologického ústavu D. Štúra a čo ďalej?

PAVOL GRECLA

Úvod

Štátny geologický ústav D. Štúra v Bratislave (ďalej ŠGÚDŠ) si 1. júna 2000 pripomenul 60. výročie svojho založenia. Skúsenosti z predchádzajúcich desaťročí boli a sú dôležité aj pre ďalší rozvoj tejto organizácie. Pracovníci ústavu sú hrdí na jeho bohatú a veľmi plodnú minulosť, ale ešte väčšmi ich zaujíma jeho blízka aj vzdialenejšia budúcnosť, dobré meno a rast úrovne jeho vedeckého výskumu a ostatnej činnosti.

Záruka dobrej perspektívy často súvisí so zmenou jestvujúceho systému. Zmenami v organizácii geológie na Slovensku sa vyznačovali už aj predchádzajúce roky, ale čoskoro treba očakávať aj ďalšie. Pracovníkom ŠGÚDŠ leží na srdci budúcnosť ústavu, ohlasovaných zmien sa neobávajú, no želajú si ten najlepší možný dlhodobý výhľad pre organizáciu, v ktorej pôsobia. Veria ústavu a v jeho perspektívu a chcú byť jeho časťou aj spoluvorcom jeho budúcnosti. Vedia, že budúcnosť určujú také hodnoty, ako je vynikajúcosť, objektívnosť, nezávislosť, vedomie dôležitosti vlastného poslania, z výsledkov vychodiaca autorita, národnosť aj medzinárodnosť, dobrá stratégia a pod. Keď bude mať ŠGÚDŠ takéto atribúty, zotrvá ako výskumný ústav v rezorte MŽP SR, bude mať adekvátne a dlhodobé zdroje na svojju

hlavnú činnosť a tie zabezpečia využívanie aj rozvoj ľudskej aj prístrojovej kapacity ústavu, čo sa zákonite odzrkadlí aj v stále kvalitnejších výsledkoch. Nie je nijaký dôvod predpokladať, že to tak nebude. Ak by to tak nebolo, zo ŠGÚDŠ by mohla vzniknúť spoločnosť s ručením obmedzeným, resp. niekoľko takýchto spoločností. Aj keď som vyjadril iba svoj osobný názor, predpokladám, že k podobnému záveru by dospelo aj mnoho ľudí mimo ŠGÚDŠ. Lenže na šírenie obáv niet dôvodu a nijakou hrozbou nie je ani tento článok. Podčiarkujem, že očakávané zmeny pri transformácii vedeckých ústavov vidím v pozitívnom svetle a podľa mojej mienky povedú aj k jasnejšej budúcnosti štátnej geologickej služby, ktorej výkonom je ŠGÚDŠ poverený.

Vláda SR v súčasnosti pripravuje rad dokumentov dotýkajúcich sa organizácie vedy a techniky na Slovensku a tie môžu priniesť aj zásadné zmeny v ich financovaní a v organizačnej štruktúre. Audít podpredsedu vlády SR signalizuje redukcii výskumných ústavov, ako aj ich transformáciu na príspevkové a neziskové organizácie. Niektoré ústavy sa majú zmeniť na akciové spoločnosti alebo na spoločnosti s ručením obmedzeným, ale privatizovať by sa mali aj (iba) niektoré činnosti a organizačné jednotky ústavov. Vláda bude podporovať iba výskumné organizácie, resp. také funkcie

ústavov, ktoré potrebuje a žiada štát a verejný sektor. Z toho vychodí, že nastal čas aj na privatizáciu vedeckých ústavov a ich spájanie, na zmenu alebo modifikáciu ich hlavnej činnosti, ba v niektorých prípadoch aj na zánik. Z takéhoto pohľadu v tomto článku uvažujem o alternatívach, ktoré by sa mohli dotýkať ŠGÚDŠ.

Smer vývoja ústavu bude závisieť od odhadu súčasných a perspektívnych potrieb štátnych orgánov a verejného sektora, od definovania kritérií na vhodné a cenovo efektívne poskytovanie služieb pre objednávateľov, od možnosti aj schopnosti organizácie žiadane služby poskytovať a napokon aj od postoja zriaďovateľa ŠGÚDŠ. Diskusia o transformácii vedeckých ústavov už oficiálne prebieha (v niektorých ústavoch sa transformácia už začala), ale oveľa živšia je vo vedeckej komunite a – prirodzene – aj v kruhu pracovníkov ŠGÚDŠ. Tento článok je zároveň príspevkom do aktuálnej diskusie. Viac jeho myšlienok vyplynulo zo spontánnych rozhovorov s pracovníkmi ŠGÚDŠ, ako aj zo stretnutí s reprezentantmi viacerých európskych štátnych geologických služieb.

Štátna geologická služba ako súčasť rezortu Ministerstva životného prostredia SR

Vývoj moderného geologického bádania je podmienený rýchlym ekonomickým rastom, rozvojom urbanizácie a infraštruktúry. Vznik geologických ústavov v Rakúsko-Uhorsku (1849), v Československu (1919) i na Slovensku (1940) motivovala najmä potreba geologických máp územia štátu. Ukázalo sa, že práve ony sú najlepším zdrojom informácií o nerastných a energetických surovinách, o zásobe podzemnej vody a zároveň základnou podmienkou na projektovanie.

Expanzia priemyslu, rýchly ekonomický a sociálny rozvoj viedol k rastu požiadaviek na množstvo a kvalitu geologických informácií, na dynamické a vierohodné služby na podporu zdravia a tvorbu kvalitného života. Presné, detailné a súhrnné poznania zdrojov nerastných surovín a stavu životného prostredia je nevyhnutné na rozširovanie funkcií štátnej politiky a reguláciu trhového sektora, čo sa u nás urobilo pred niekoľkými rokmi. Nastúpený trend vyžaduje, aby štátna geologická služba bola integrovanou organizáciou európskej úrovne a autoritou, ktorá stojí na základoch vedeckej výnimočnosti, objektívnosti, širokého rozsahu expertíz a finančnej hodnoty. Neutrannosť štátnej geologickej služby má posilňovať komunikáciu medzi verejným a súkromným sektorom a hrať rozhodujúcu úlohu pri dosahovaní rovnováhy v konflikte medzi tlakom ťažby nerastných surovín a ochranou životného prostredia.

MŽP SR riadi najvýznamnejšie organizácie na Slovensku vykonávajúce environmentálny výskum, vývoj, dlhodobý monitoring a školenia z vied orientovaných na problematiku životného prostredia, poskytuje poznatky o životnom prostredí aj podporu preň. Takéto organizácie, medzi ktoré patrí aj ŠGÚDŠ, majú

- * poskytovať nezávislé a objektívne odborné poradenstvo a informácie
- * zbierať, spravovať, interpretovať a sprístupňovať environmentálne údaje

- * podporovať výskum a vývoj technológií zameraných na chápanie environmentálnych procesov a ich prognózovanie
 - * vzdelávať a udržiavať vysoko kvalifikované jadro vedcov v základnom a aplikovanom výskume
 - * zabezpečovať spätosť s užívateľmi služieb a efektívny prenos informácií
 - * podporovať vo verejnosti porozumenie pre otázky súvisiace s ochranou a tvorbou životného prostredia
- Dôležitou úlohou MŽP SR je koordinácia plnenia uvedených cieľov medzi organizáciami, ktoré sú v jeho kompetencii, a cez počítačovú sieť s užívateľmi ako prostriedok efektívneho poradenstva.

Základné funkcie štátnej geologickej služby

Úlohy štátnej geologickej služby, ktorej výkonom je poverený ŠGÚDŠ v Bratislave, stanovuje zákon SNR 313 a vyhláška MŽP 141. Sú to:

- * získavať, rozširovať a skvalitňovať geovedné poznatky o území Slovenska a o priľahlých územiach
- * zbierať údaje zo systematického výskumu, dlhodobého monitoringu a od vysoko kvalifikovaného vedeckého potenciálu
- * poskytovať súhrnné, objektívne, neutranné a aktualizované geovedné informácie, poradenstvo a služby, ktoré požadujú štátne orgány, vedecké spoločnosti, priemyselné a inžinierske kruhy a tým podporovať ekonomickú súťaživosť a efektívnejšie využívanie verejných služieb
- * zvyšovať úroveň vedeckej základne SR poskytovaním poznatkov, informácií, vzdelávaním a školením v geovedných disciplínach, poskytovať verejne zrozumiteľné a dôležité poznatky na využívanie nerastov a na ochranu a tvorbu životného prostredia

Na poskytovanie nezávislého a objektívneho odborného poradenstva a informácií pre štát a komerčné spoločnosti v ťažobnom a environmentálnom sektore je ŠGÚDŠ jedinečnou inštitúciou a poskytuje:

- * údaje o množstve, kvalite a vhodnosti nerastných surovín na využívanie a o geologických obmedzeniach pri ich exploatacii
- * vhodný výskum nerastných surovín, uhľovodíkov, stimuláciu investícií na ťažbu, údaje o ich využiteľnosti a rizikách spätých s ťažbou a úpravou
- * informácie potrebné na vhodné využívanie zdrojov podzemnej vody
- * dáta na zakladanie skládok komunálneho a nebezpečného – aj rádioaktívneho – odpadu
- * údaje o geologických obmedzeniach pre verejný a súkromný sektor pri inžinierskej činnosti a realizácii projektov minimalizujúcich riziko a vylučujúcich dodatočné investície ako dôsledok nedostatočného poznania prírodných podmienok
- * výsledky monitoringu a prognózy znižujúce riziká späté so záplavami, zosuvmi, pohybmi blokov zemskej kôry a s eróziou
- * základné informácie o medzinárodných štandardoch

v prírodnej distribúcii chemických prvkov v pôde, vodných tokoch, podzemnej vode a v sedimentoch riek a jazier, ako aj údaje o monitoringu prírodnej kontaminácie a antropogénneho znečistenia

- * údaje a expertné stanoviská k poisťovacím prírodným procesom a o hrozbách vyvolaných antropogénnou činnosťou v spojitosti so Zemou, škodlivými plynmi a s chemickou kontamináciou

Zberom, spravovaním, interpretáciou a poskytovaním environmentálnych dát ŠGÚDŠ plní celonárodný záujem. Geovedné dáta sa získavajú pri realizácii projektov i monitoringom a zahrňajú poznatky geologickej, geofyzikálnej, geochemickej, hydrogeologickej a inžinierskogeologickej povahy. ŠGÚDŠ je hlavným zdrojom národných geovedných dát a je schopný uchovávať ich a aktualizovať na vysokej odbornej úrovni a na dlhý čas.

Spomenutá hlavná činnosť ŠGÚDŠ je financovaná zo štátneho rozpočtu. Súkromné organizácie sa zameriavajú iba na menšie geografické oblasti a prostriedky vynaložené na takúto činnosť musia mať krátkodobú alebo strednodobú návratnosť.

Čo by sa stalo, keby nebolo štátnej geologickej služby

Situáciu bez fungovania štátnej geologickej služby si ťažko čo i len predstaviť. Na prvom mieste by sa skončilo spravovanie národných báz geologických dát. Geovedná báza dát rastie v súvislosti s výskumom, prieskumom, ale aj s ťažbou nerastov. Dôležité informácie a služby späť s bázou dát, ktoré majú vzťah k štátnym orgánom, vláde, k regulačným funkciám, ochrane voči prírodným rizikám, by sa stali nedostupnými pre domácich aj zahraničných oprávnených záujemcov. To preto, že poskytovanie informácií o všetkom, čo sa týka neživej prírody, pod jednou strechou, tzv. *one-stop-shop*, je v SR výlučná a výnimočná funkcia práve ŠGÚDŠ. Zrušením národného geologického mapovania, ktoré je v kompetencii štátnej geologickej služby, by sa prestali aktualizovať poznatky o geológii Slovenska. Lenže práve geologická mapa je základným dielom, na ktoré sú odkázané ostatné geologické disciplíny a ich aplikácia vo verejnej sfére.

Zrušenie výskumných projektov celonárodného záujmu by znamenalo aj koniec aktualizácie báz dát, a tak by stratili a postupne načisto stratili hodnotu. Poklesla by presnosť a štandardnosť poskytovaného jestvujúcich dát. Dôsledkom by bol rast strát spôsobených zvýšeným rizikom. Strategické ciele MŽP SR by sa efektívne nedosahovali, a to by sa mimoriadne nepriaznivo odrazilo v životnom prostredí ako celku. Geoanalytické laboratória (chemické, izotopové, mikrosondové, paleontologické a i.) by prestali vykonávať činnosť nevyhnutnú na výkon štátnej geologickej služby a orientovali by sa iba na metodiky prinášajúce zisk. Pretrhli by sa medzinárodné kontakty a skončila by sa účasť v medzinárodných organizáciách.

Na tomto mieste sa patrí akcentovať, že požiadavky na štátnu geologickú službu budú v blízkej budúcnosti ešte rásť. Pôjde najmä o zaobstarávanie dostatku nerastov, bezpečnosť obyvateľstva a ochranu životného prostredia, čo je v súlade s celosvetovým trendom.

Diskutovať o ŠGÚDŠ, jeho poslaní a orientácii treba, ale do úvahy vôbec neprichádza možnosť zrušiť ho, ako si to želajú „horliví nadšenci likvidácie“, ktorí ŠGÚDŠ pokladajú za nepotrebnú monopolnú geologickú organizáciu. Práve pre nich som pokladal za nevyhnutné uviesť predchádzajúce argumenty. Diskutovať sa dá aj o možnosti zveriť isté úlohy súkromnému sektoru, ak by bol schopný dosiahnuť niektorý z cieľov štátnej geologickej služby.

Úvahy o privatizácii

Hlavná činnosť ŠGÚDŠ prináša kladné ekonomické, sociálne aj environmentálne výsledky. Mnohé z nich slúžia ako podklad na regulačné alebo politické rozhodnutia štátu, vlády alebo vyšších územných samospráv, ba aj na orientáciu súkromných spoločností.

Dáta získané v rámci hlavnej činnosti (hlavného programu) štátnej geologickej služby využíva aj súkromný sektor, ale sám takýto program nie je ochotný financovať. Nijaká súkromná organizácia nechce poskytovať služby bez garantovanej finančnej návratnosti v krátkych alebo strednodobých termínoch a bez štátnej dotácie takýto program ani jeho časť nebude plniť. To isté platí aj o ťažiariskových spoločnostiach, aj o takých, ako je napr. Siderit Nižná Slaná, Banská spoločnosť Hodruša a pod., ktoré samy žiadajú riešenie niektorých metalogenetických a ložiskových otázok v rámci výskumu.

Nepretržité poskytovanie služieb celonárodného záujmu nemôžu garantovať súkromné spoločnosti, lebo pre ne je najdôležitejšie mať z investícií väčší alebo menší zisk.

Pri súkromných firmách navyše potenciálne hrozí, že by sa mohli usilovať využiť spravované dáta na získanie neoprávnených výhod vo svoj prospech v rámci verejného obstarávania.

Odbor informatiky ŠGÚDŠ (Geofond) spravuje obrovské množstvo informácií a garantuje aj ich dôverynosť, ak sa vyžaduje. Dáta v Geofonde sú archivované a spravované celonárodné, využívajú sa na zdokonaľovanie, spresňovanie a aktualizáciu máp, báz dát a informačných služieb. ŠGÚDŠ nemá právo využívať nerasty a podzemné vody, a preto ani nemôže spravované dáta zneužívať v súťažiach a pod.

Organizácie poskytujúce údaje do Geofondy by v prípade privatizácie mohli uvažovať o odmietnutí alebo aj odmietaní prístupnosti údajov získaných vlastnou činnosťou.

Mnoho medzinárodných agentúr pri pozývaní organizácií do tendrov na uzatváranie kontraktov v geovednej oblasti uprednostňuje štatút národného vlastníctva, a tak by privatizácia ŠGÚDŠ viedla k strate tejto výhody.

ŠGÚDŠ už požiadal o prijatie za člena Asociácie geologických služieb Európskej únie a možno očakávať, že sa ním stane v júni roku 2001. Úmyslom asociácie je spájať geologické služby na plnenie cieľov spoločného záujmu v rámci bilaterálnych alebo multilaterálnych projektov v Európe aj inde vo svete. Členstvo ŠGÚDŠ v asociácii bude výbornou príležitosťou na spoluprácu v EÚ v geovedách a otvorí mu aj prístup do fondov EÚ. Sprivatizovaný alebo štatútu štátnej geologickej služby zbavený ŠGÚDŠ by sa o členstvo v Asociácii geologických služieb EÚ nemohol uchádzať.

Geologický zákon (313) určuje povinnosti štátnej geologickej služby a ich prenos na súkromnú spoločnosť by pre spomenuté dôvody vonkoncom nebol vhodný.

Privatizácia iba niektorých častí ústavu

Spojenie bývalého GÚDŠ, Slovenskej geológie a Geofondu do jednej organizácie bolo veľmi užitočné a prejavilo sa zvýšením významu, kvality a efektívnosti každej funkcie ŠGÚDŠ. Prepojenie medzi výskumom všetkých geologických odvetví, monitoringom a rastom dát v Geofonde, znásobené skúsenosťami osadenstva ŠGÚDŠ, je zárukou ich užitočnosti a informačnej sily. Geofond nemôže pracovať nezávisle od ostatných odborov ŠGÚDŠ, a preto – rovnako ako celý ústav – nie je privatizovateľný. ŠGÚDŠ má unikátnu možnosť poskytovať uzavreté, resp. zhodnotené informácie a aktualizovať ich alebo odvodzovať z najnovších projektov. Príkladom je aktualizácia a kompletizácia registra nerastných surovín na základe výsledkov projektu *Komplexné hodnotenie surovín Slovenskej republiky a Metalogenetické hodnotenie Slovenskej republiky*. Na podporu takéhoto tvrdenia možno uviesť napr. aj to, že vo Švédsku bola v 80. rokoch 20. stor. oddelená informačná služba od Švédskej geologickej služby a sprivatizovaná, ale ukázala sa ako neschopná, roku 1994 svoju činnosť zastavila, a tak Švédska geologická služba opätovne vykonáva obidve činnosti.

Prenos niektorých súčasných úloh zo ŠGÚDŠ na iné organizácie by ústav rozložil, odchod skupiny hydrogeológie z ústavu, ktorá plní jej hlavný program, by znemožnil nielen výskum podzemnej vody, ale obmedzil by alebo priamo ohrozil aj iné projekty. Ak by ústav stratil skupinu hydrogeológov, musel by rýchlo prebudovať celý káder expertov. Podobne možno argumentovať aj pri iných ústavných skupinách. Podčiarkujem, že aktuálna odborná základňa ŠGÚDŠ je dôležitá pre jej súčasný, ale aj budúci vedecký aj komerčný úspech.

Aj keď ŠGÚDŠ má nezanedbateľné príjmy od súkromného sektora, nie sú v ňom izolované skupiny pracujúce iba na objednávky od súkromníkov. Ťažko uveriť tomu, že by sa privatizáciou čo i len časti ústavu základňa expertov vykonávajúcich komplexný výskum výrazne neoslabil.

V niektorých európskych krajinách, napr. aj v Anglicku a v Taliansku, sa uvažovalo o presune niektorých úloh štátnej geologickej služby na univerzity. Teoreticky si to možno predstaviť, ale nie tak, že by univerzity boli schopné plniť úlohy – hoci iba niektoré – štátnej geologickej služby. ŠGÚDŠ s univerzitami úzko a úspešne spolupracuje, často pri veľkých výskumných projektoch a časť svojej činnosti dokonca vykonáva priamo na univerzitných pracoviskách. Kvalita práce ústavu sa prepojením s univerzitami významne zvyšuje a v budúcnosti bude ešte tesnejšia, a to aj zásluhou integrovaných projektov, ktoré sa už začínajú plniť. Lenže prenos niektorých úloh štátnej geologickej služby na univerzity by bol spätý s mnohými prirodzenými ťažkosťami a nemám na mysli len financovanie. Univerzity napr. nie sú zamerané ani usposobené (resp. intelektuálne sa neorientujú) na dlhodobý výskum a monitorovacie projekty a nemajú vhodné podmienky

ani na rutinné spracúvanie národnej bázy príslušných dát alebo poskytovanie komplexného poradenstva.

Možnosť transformovať ŠGÚDŠ na spoločnosť (príp. spoločnosti) s ručením obmedzeným sa dá posudzovať na základe súčasného právneho stavu takýchto spoločností. Prechod by bol administratívne aj legislatívne veľmi ťažký. Na druhej strane majú s. r. o. aj isté výhody, napr.:

- * existencia riadiateľskej rady s jasnou vlastníckou identitou
- * riadiace centrum voľne rozhoduje o spolupráci a podnikateľskej činnosti
- * členovia riadiateľskej rady môžu efektívne lobovať v prospech výskumného zámeru (projektov) a ďalšej činnosti
- * na konci roka sa neredukujú finančné prostriedky a spoločnosť môže tvoriť kapitálové rezervy
- * výraznejší vzťah objednávateľ – dodávateľ

Je otázka, či by ústav ako s. r. o. mal naozaj postavenie štátnej geologickej služby. Operačný priestor takejto spoločnosti by bol formálne určený jej štatútom a organizačným poriadkom. Na druhej strane by sa muselo jasne deklarovať a definovať strategické zameranie spoločnosti na celoštátne (celonárodné) záujmy. Organizácia by síce mala lepšiu možnosť získavať objednávky, zároveň by hrozili nové obchodné riziká, no zisk by ponúkal väčšie investičné možnosti. Zriaďovateľ spoločnosti by musel byť ochotný prevziať istú zodpovednosť za výkon štátnej geologickej služby, čo nepredpokladám, a poskytnúť potrebnú slobodu na jej činnosť.

Na záver tejto časti úvahy konštatujem, že privatizácia ŠGÚDŠ by značila

- * koniec niektorých celonárodne dôležitých, ale neziskových projektov
- * národná geologická база dát (Geofond) aj s dôvernými údajmi by sa mohla stať monopolom
- * tok dát do Geofondy by sa obmedzil a dôverné dáta by sa museli vrátiť materskej organizácii
- * ŠGÚDŠ by sa stal menej akceptovateľným účastníkom medzinárodných projektov a kontraktov
- * autorita ŠGÚDŠ by poklesla, ústav by stratil atribút nezávislosti v kľúčových otázkach geologickej stavby, nerastných surovín a environmentálnej bezpečnosti

ŠGÚDŠ je všeobecne známy ako dobre riadená organizácia s vysokým štandardom kvality, objektívnosťou a autoritou v geovedných disciplínach. Je vždy veľmi úspešným, zodpovedným a rešpektovaným partnerom pre centrálné orgány štátu a agentúry a – hoci veľmi pomaly – rastie aj počet objednávateľov jeho prác a služieb zo súkromného sektora. Nijaká iná vedecká geologická organizácia v SR nemá také bohaté portfólio skúseností a schopností. Takú šírku záberu, ľahký prístup k dátam a tomu zodpovedajúcu kapacitu ako ŠGÚDŠ nemá ani nijaká súkromná organizácia.

Lokalizácia pracovísk ŠGÚDŠ

Súčasný geografický rozmiestnenie pracovísk ústavu je zdedené, ale ekonomicky, ako aj vo vzťahu k zákazníkovi vyhovujúce. Mnohé projekty vyžadujú pracovníkov na dvoch alebo aj viacerých miestach. Úvahy, že by sa

zrušením niektorých regionálnych centier efektívne ušetrili finančné prostriedky, odmietam.

Finančné zdroje ŠGÚDŠ

Hlavnú činnosť ústavu určuje zriaďovateľ. ŠGÚDŠ je odborná organizácia MŽP SR a z toho vychodí, že jeho hlavným finančným zdrojom je štátny rozpočet transformovaný cez rozpočtové kapitoly MŽP SR. Okolo 48 % prostriedkov je z kapitoly geologické práce v rámci dodávateľsko-odberateľských vzťahov, vedecko-technické projekty tvoria asi 14 %, z podnikateľskej sféry ústav získava objednávky v rozsahu 15–19 %, zo zahraničných projektov okolo 3 % a ostatné zdroje – 2–4 % – sú z ostatných výnosov. Uvedené percentá sa každý rok menia, ale pohybujú sa okolo uvedených čísiel.

Pripravovaná transformácia ústavu a zmena vo financovaní smerujú k väčšej diverzifikácii zdrojov určených na vedu a výskum. ŠGÚDŠ sa bude môcť uchádzať o štátne programy a štátne objednávky zabezpečujúce zábery príslušného odvetvia (rezortu) a tie by mali byť nosnou časťou objednávok ústavu. V nádeji, že podnikateľská sféra, ale aj samospráva miest a obcí budú rozvinutejšie a stále bohatšie, sa v budúci rokoch očakáva pokles príjmov zo štátneho rozpočtu a súčasný rast zo sféry priemyslu a verejného sektora.

Hlavnú činnosť ústavu pravdepodobne nikdy nebude ochotná financovať súkromná podnikateľská sféra, a tak bude stály priamy tlak na štát (spoločnosť), aby bol najväčším prispievateľom na štátnu geologickú službu. Súkromný sektor bude zrejme podporovať iba činnosť zameranú na konkrétne lokality a spätú s krátkodobou návratnosťou investícií.

Aby bol ŠGÚDŠ úspešný v získavaní objednávok, musí výsledky svojej činnosti každoročne odborne a pritom verejne hodnotiť. Nevyhnutná bude aj akreditácia a certifikácia v rámci STN EN ISO 9001. Keďže ústav takýmto hodnoteniami veľmi úspešne prešiel, potvrdil, že už teraz je pripravený na očakávané zmeny v riadení vedy a výskumu, ale najmä dokumentoval svoju jedinečnosť a nezastupiteľnosť v poskytovaní služieb na vysokej úrovni a schopnosť dôsledne a v plnom rozsahu plniť úlohu štátnej geologickej služby.

Ako ďalej?

Požiadavky na geovedné informácie a expertízy rastú v súčasnosti a ešte intenzívnejšie porastú v budúcnosti. Pre ŠGÚDŠ z toho vyplýva úloha pokračovať v plnení programu, t. j. najmä v geovednom mapovaní, výskume, monitoringu, spravovaní a spracúvaní dát, ako aj v rozširovaní škály poskytovaných služieb.

Na zblížovanie strategických cieľov a poskytovanie služieb štátu, verejnému a súkromnému sektoru si ŠGÚDŠ musí do budúcnosti ponechať nasledujúce funkcie a hodnoty:

- * celoslovenskú aj európsku reprezentatívnosť v geovedných disciplínach
- * nezávislosť, objektívnosť, nestrannosť a dôveryhodnosť
- * štatút štátnej (celonárodnej) geologickej služby, ktorý dáva možnosť zapojiť SR do európskej aj širšej kooperácie a využívať európsku informačnú sieť

- * zostať pracoviskom poskytujúcim komplexné informácie (*one-stop-shop*), poradenstvo a služby
- * byť nositeľom poznatkov a schopnosť spravovať a sprostredkovať komplexné národné geovedné bázy dát a vykonávať expertízy

Na podporu uvedeného musia byť v budúcnosti nasledujúce podmienky:

- * ŠGÚDŠ musí byť zodpovedný svojmu zriaďovateľovi – MŽP SR ktoré bude určovať jeho základné úlohy a monitorovať jeho činnosť
 - * stabilné a dlhodobé financovanie musí byť zabezpečené prepojením projektov hlavnej (strategickej) činnosti s programami ostatných sekcií MŽP SR a iných rezortov vrátane výskumných programov univerzít a SAV, ako aj monitoringu
 - * všetku činnosť ŠGÚDŠ musia predstavovať kvalitné projekty a musí sa vykonávať pri súčasnom odbornom raste osadenstva ústavu
 - * musí sa vybudovať infraštruktúra dobre fungujúcich laboratórií a zriaďovateľ musí podporovať ich technickú vybavenosť
 - * ŠGÚDŠ musí byť úspešnou organizáciou aj v medzinárodnom meradle a v spolupráci s ostatnými národnými a medzinárodnými organizáciami
 - * ŠGÚDŠ musí fungovať na cenovo efektívnych základoch
- Privatizácia ŠGÚDŠ – a to aj čiastočná – by viedla k jeho rozkladu alebo ochromeniu mnohých jeho činností.

ŠGÚDŠ bude pokračovať v transformácii a bude reagovať na nové požiadavky a ponuky, pretože iba to je záruka jeho budúcej úspešnosti. Na to bude treba urobiť aj ďalšie administratívne zmeny nevyhnutné na efektívnejšie plnenie funkcií ústavu a dosahovania vyššej úrovne v budúcnosti.

Ak MŽP SR ako zriaďovateľ nebude môcť alebo chcieť podporovať stabilné financovanie a infraštruktúru ŠGÚDŠ, potom bude kontinuita i životaschopnosť všetkých programov ústavu oslabená. Kým bude MŽP SR poskytovať adekvátne projektové a finančné záruky vrátane „zriaďovateľskej“ vôle a zodpovednosti, zostane najvhodnejším „vlastníkom“ ŠGÚDŠ. Ďalšie „rodičovské“ povinnosti môže – prirodzene – plniť aj iný rezort alebo kombinácia výskumných ústavov, vládny úrad, akým bol napr. SGÚ, alebo iné vhodné organizácie či konzorciá vo verejnom sektore, ale osobne nepredpokladám, že by to bolo prospešné.

ŠGÚDŠ je celonárodným geovedným inštitútom Slovenska už 60 rokov. MŽP SR sa osvedčilo ako vhodný zriaďovateľ a podľa súčasného stavu je ŠGÚDŠ schopný zrealizovať dlhodobé, tzv. hlavné projekty, ako aj väčšinu projektov, ktorých objednávateľom je MŽP SR, štátna správa i súkromné spoločnosti. ŠGÚDŠ v súčasnosti riadi sekcia geológie a prírodných zdrojov MŽP SR, ktorá monitoruje a vykonáva dozor nad podstatnou časťou činnosti ústavu. ŠGÚDŠ je aj pod istým dohľadom Slovenskej geologickej rady MŽP SR.

Vzťahy medzi ŠGÚDŠ a MŽP SR sú korektné a obidve strany majú záujem o efektívnu spoluprácu na každej úrovni. Finančné operácie ŠGÚDŠ sú nezávislé iba z istých hľadísk, no flexibilita pri obstarávaní finančných fondov je legislatívne ohraničená.

Od roku 1996 prešiel ŠGÚDŠ viacerými – a nie iba organizačnými – zmenami, ktorých cieľom bolo dosahovanie excelentných výsledkov, zodpovedný prístup k plneniu úloh a poslania štátnej geologickej služby. Zmeny sa prejavili v organizačnej štruktúre, vo vývoji ročného programového a finančného plánu, v náznakoch aj v raste externého príjmu najmä zo súkromného sektora, v profile osadenstva, vo zvýšení kvalifikácie pracovníkov, v budovaní systému kvality ISO 9001 atď. Výsledky potvrdzujú, že ŠGÚDŠ je dynamická organizácia, ktorá sa neobáva zmien a v mnohom je ich pred-

vojom už v súčasnom období. ŠGÚDŠ nechce konzervovať dosiahnutý stav ani nostalgicky spomínať na minulosť. Jeho pracovníkov zaujíma najmä budúcnosť a chcú v nej robiť lepšiu vedu kvalitnejším spôsobom a uspokojovať zákazníkov. Na splnenie takéhoto cieľa pokladajú za nevyhnutné zostať naďalej vo zväzku MŽP SR, teda podobne, ako je to vo väčšine európskych krajín. Je to najlepšia cesta na zabezpečenie funkcie a cieľov ŠGÚDŠ. Potvrdená a stupňovaná úroveň financovania je jedinou podmienkou na efektívne plnenie funkcie národného ústavu i poslania štátnej geologickej služby.

Seminár

Analytická elektrónová mikroskopia

(Trnava 11. decembra 2000)

Pri otvorení spoločného nemecko-slovenského výskumného laboratória transmisnej elektrónovej mikroskopie na Katedre materiálového inžinierstva Materiálovotechnologickej fakulty STU v Trnave sa 11. decembra 2000 konal seminár pod názvom *Analytická elektrónová mikroskopia*. Spoluorganizovala ho Spoločnosť pre nové materiály a technológie a jeho odborný program bol určený pedagógom, vedeckým a výskumným pracovníkom, doktorandom a celej odbornej verejnosti.

Elektrónová mikroskopia sa na stredných školách nevyučuje a pre ekonomickú náročnosť ju nemožno pestovať ani amatérsky, a tak na jej akciách širšia odborná verejnosť zvyčajne chýba. V plnom rozsahu to platí aj o sledovanom trnavskom seminári. Jeho účastníkmi boli najmä výkonní vedci, ako aj doktorandi a diplomanti z rozličných pracovísk a univerzít na Slovensku, ale aj z Nemecka.

Jadro programu seminára tvorilo vystúpenie prof. Wetziga z IFW (Institut für Festkörper und Werkstofforschung) v Drážďanoch na tému *Možnosti a hranice analytickej transmisnej elektrónovej mikroskopie ako nástroja materiálového výskumu* a prof. Hrivňáka z Katedry materiálového inžinierstva Materiálovotechnologickej fakulty STU v Trnave *Elektrónová mikroskopia v materiálovom inžinierstve na Slovensku*. Referáty aj diskusné vystúpenie boli v angličtine a seminár potom pokračoval exkurziou v spoločnom nemecko-slovenskom výskumnom laboratóriu transmisnej elektrónovej mikroskopie. Jeho prehliadku pripravil a viedol Ing. Čaplovič, ktorý zároveň demonštroval fungovanie a možnosti prístrojov a prídavných zariadení laboratória.

O vybudovanie laboratória sa najväčšmi zaslúžila nemecká strana (IFW) bezplatným poskytnutím pomerne nového kompletného transmisného elektrónového mikroskopu JEOL 200. Tento veľmi

výkonný mikroskop – s urýchľovacím napätím až do 200 kV – je vhodný najmä na práce späté s elektrónovou difrakciou kryštalic- kých materiálov, ale pretože má aj detektory sekundárnych, ako aj spätne rozptýlených elektrónov, aj na obrazovú analýzu nie iba v režime transmisných elektrónov. Darovaný transmisný elektrónový mikroskop nie je riadený počítačom, ako je to bežné pri najnovších typoch elektrónových mikroskopov, ktorých obsluhu jednotku tvorí najmä osobný počítač s monitorom, klávesnicou a s myšou, má množstvo panelov a ešte viac rozličných prepínačov a tlačidiel, ako je to pri starších modeloch elektrónových mikroskopov. Ale takáto zostava neznižuje výkonnosť prístroja ani jeho rozlišovaciu schopnosť a treba dúfať, že ani životnosť.

Patrí sa uviesť, že Katedra materiálového inžinierstva Materiálovotechnologickej fakulty STU v Trnave má aj funkčný transmisný elektrónový mikroskop firmy TESLA, ktorý je konštruovaný na urýchľovacie napätie do 120 V, a teda nie je v tomto smere bez tradície, no JEOL 200 umožňuje študovať vzorky za kvalitatívne iných, lepších podmienok.

Spolupráca spomenutých pracovísk, ktorá vyústila do seminára, ale predovšetkým do vybudovania spoločného laboratória, ktorého prínosom je získanie – na slovenské pomery – unikátnej aparatury, ako aj erudícia Ing. Čaploviča, ktorý obstaráva jej odbornú obsluhu, isto stimulatívne zapôsobili na všetkých účastníkov seminára. A keďže takáto úspešná spolupráca môže motivovať aj širšiu vedeckú pospolitosť, cieľom tejto informácie je upozorniť na ňu a pri tejto príležitosti zároveň aj zaželať Ing. Čaplovičovi úspechy pri práci so získaným a už aj intenzívne využívaným prístrojom.

J. Stankovič

RNDr. Pavol Grecula, DrSc. šesťdesiatpäťročný

Na sklonku zimy a úpatí tretieho milénia šesťdesiatpäť rokov života zavŕšil RNDr. Pavol Grecula, DrSc., významný slovenský geológ, riaditeľ Štátneho geologického ústavu D. Štúra v Bratislave, a to je vhodná príležitosť aspoň načrtnúť a stručne zhodnotiť jeho doterajšiu nesmierne bohatú a plodnú životnú dráhu.

P. Grecula sa narodil 22. februára 1936 v Nižnom Žipove, okres Trebišov. Po maturite na trebišovskom gymnáziu študoval základný geologický výskum na Fakulte geologicko-geografických vied SU v Bratislave a štúdium absolvoval s červeným diplomom roku 1959 ako promován geológ.

Obhajobou kandidátskej dizertácie *Geologická stavba strednej časti gemerid a jej vzťah k rudným ložiskám* roku 1966 získal vedecku hodnosť kandidát geologických vied (CSc.). Akademický titul doktor prírodných vied (RNDr.) dosiahol na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave roku 1967. V rokoch 1969–1972 absolvoval na Vysokej škole technickej v Košiciach postgraduálne štúdium drobnej tektoniky a petrotektoniky. Roku 1983 bol na stáži OSN vo vtedajšom Leningrade tematicky zameranej na globálnu tektoniku a metalogézu. Roku 1986 obhájil doktorskú dizertáciu *Gemerikum – segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy* a získal vedeckú hodnosť doktor vied (DrSc.). Roku 1966 sa oženil s Máriou, rod. Mihalkovou. Majú dcéru Máriu (narodenú 11. júna 1967) a syna Martina (narodeného 15. júna 1972), ktorý vyštudoval geológiu a úspešne kráča v otcových šlapajach.

Jubilant pre veľmi zlé politické hodnotenie nemohol po skončení univerzitného štúdia nastúpiť do praxe vo vedeckom ústave, hoci na to mal výborné predpoklady, získané pod odborným vedením prof. M. Mahela. Roku 1959 nastúpil do práce 1959 v n. p. Geologický prieskum a postupne prešiel všetkými odbornými funkciami až po vedúceho perspektívneho odboru podniku. Roku 1972 ho preložili do košickej oblasti Geologického prieskumu a ako vedúci špeciálnej skupiny tam pracoval až do roku 1992. V rokoch 1992 až 1995 bol geológom špecialistom a vedúcim oddelenia košického pracoviska a. s. Geokomplex v Bratislave a členom i predsedom predstavenstva tejto organizácie. 1. januára 1996 sa stal riaditeľom Geologickej služby Slovenskej republiky v Bratislave (od 1. júna 2000 Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra) a túto organizáciu úspešne vedie vo veľmi zložitom období útlmu geológie na Slovensku doteraz.

P. Grecula najväčšiu časť svojho bádateľského úsilia venoval Spišsko-gemerskému rudohoriu, ekonomicky najdôležitejšiemu, no stratigraficky a tektonicky najzložitejšiemu geologickému celku na Slovensku. V n. p. Geologický prieskum a pri geologickom prieskume vôbec presadzoval tímovú prácu a dôslednú aplikáciu vedeckých poznatkov pri hľadaní nerastov, čím sa mimoriadne zaslúžil o rozvoj základov ložiskovej geológie a vedeckého prognózovania nerastných surovín. Výsledkom tejto orientácie je *Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria*, ktorú v rokoch 1967–1973 spracoval 120-členný autorský kolektív významných odborníkov z rozličných geologických pracovísk na Slovensku. Jubilant bol spolu s J. Bartalským vedeckým redak-



torom štúdie. Toto 13-zvazkové dielo hĺbkou, podrobnosťou a komplexnosťou spracovania nemá v našej geologickej literatúre obdobu. Neskôr navrhol originálny a problémovo obsažný projekt komplexného štúdia gemerika pomocou geologických, geofyzikálnych a geochemických prác *Spišsko-gemerské rudohorie – geofyzika*, ktorý sa realizoval v rokoch 1975–1992. Na podklade jeho výsledkov spracoval projekt *Atlas geomáp Spišsko-gemerského rudohoria*, obsahujúci súbor geologických, tektonických, metalogenetických, geofyzikálnych, geochemických a prognózných máp od mierky 1 : 50 000 až po mierku 1 : 10 000.

RNDr. P. Grecula, DrSc., v 60. rokoch 20. stor. patril medzi priekopníkov šupinovitej a príkrovovej stavby gemerika a bol prvým autorom uplatňujúcim v gemeriku princípy platňovej tektoniky (*Domovská oblasť gemerika*, 1973). Pri geologickom prieskume v Zemplínskych vrchoch na tŕňanskom ložisku odhalil zákonitosti rozmiestnenia slojov antracitu. Okrem tematických a regionálnych prác sa venoval aj vyhľadávaniu a prieskumu rudných ložísk (Fichtenhubel – vyhľadávacie prieskum, Spišsko-gemerské rudohorie – východ, Spišsko-gemerské rudohorie – stratiformné zrudnenie, Spišsko-gemerské rudohorie – vysokotermálna mineralizácia, Jedľovec), kremeňa (Švedlár) a vápenca (Ladmovce), ktoré sa hospodársky využívajú alebo budú využívať. Z výsledkov projektov zameraných na vyhľadávanie nerastných surovín vyvodil originálne vedecké závery, ktoré sa stali kritériami vyhľadávania a prognózneho hodnotenia ložísk. Osobitnú zmienku si zasluží jeho nová koncepcia genézy žilnej a stratiformnej mineralizácie v gemeriku (1982, 1984, 1986), tzv. metamorfný model vzniku, na základe ktorého sa zásadne zmenilo prognózne hodnotenie Spišsko-gemerského rudohoria a ktorý významne ovplyvnil aj náhľad na genetickú interpretáciu ložísk jadrových pohorí Západných Karpát.

P. Grecula vlastné vedecké závery a hodnotenia geologických pomerov vyvodzoval vždy z nového geologického mapovania študovaných území v mierke 1 : 10 000 až 1 : 5000, ktoré prinášalo aj nové poznatky o litostratigrafii územia a tektonickej stavbe. Jeho poznatky boli často v rozpore s poznatkami iných autorov, ale ich originalnosť – podopretá nie iba údajmi z mapovania, ale aj z radu vrtov a banských prác, ako aj zo svetovej geológie – bola vo väčšine prípadov nesporná. To zákonite vyústilo do litostratigrafickej škály staršieho paleozoika gemerika (1966, 1970, 1982, 1984 a i.), do modelu riftogénneho vývoja staropaleozoického bazénu, metamorfného a metalogenetického vývoja, prešmykovej a príkrovovej stavby gemerika (monografia *Segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy*, 1982). Na základe výsledkov projektu *Spišsko-gemerské rudohorie – geofyzika* jubilant so spolupracovníkmi pripravil podobný projekt komplexného geologického, geochemického a geofyzikálneho hodnotenia veporickej časti Slovenského rudohoria, ktorý sa začal realizovať roku 2000. Po jeho splnení bude Slovenské rudohorie od Košíc po Brezno najdetailnejšie prebádaným územím Slovenska a bude pripravené na riešenie akýchkoľvek praktických úloh vyžadovaných praxou a štátnou správou.

Výsledky práce RNDr. P. Greculu, DrSc., dosiahnuté v Spišsko-gemerskom rudohorí vzbudili záujem aj v zahraničí a už roku 1975 ho vyzvali vytvoriť československú pracovnú skupinu v rámci projektu 5 UNESCO/IGCP *Korelácia variských a predvariských udalostí alpsko-mediterránnej oblasti* a vedno s jej vedúcim prof. H. Flügelom jubilant pripravil podklady na litostratigrafické korelácie. Výsledky tohto medzinárodného projektu zhŕňa publikovaná monografia *Contribution to knowledge of the Variscan and pre-Variscan events in the Alpine-Mediterranean belts* (red. H. W. Flügel, F. P. Sassi, P. Grecula, 1987). Potom riešil aj projekt 276 IGCP *Paleozoikum Tetýdy* a v jeho rámci bol medzinárodným vedúcim čiastkového projektu *Variská metalogenéza tetýdnej oblasti*. Výstupom posledného projektu je monografia *Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt* (red. P. Grecula, Z. Németh, 1996), ale najmä reprezentatívne knižné vydanie výsledkov slovenských autorov dosiahnutých pri plnení tohto projektu *Geological evolution of the Western Carpathians* (red. P. Grecula, D. Hovorka, M. Putiš, 1997), uznávané nielen doma, ale aj v zahraničí. Aktivita P. Greculu na medzinárodnom poli pokračovala prípravou projektu IGCP *Magnezity – od genézy po úpravu a vplyv na životné prostredie*. Výbor UNESCO pre geologické vedy schválil projekt začiatkom roku 2000. Jeho nositeľom je Slovensko a jubilant jeho vedenie ešte pred schválením odovzdal mladším vedeckým pracovníkom ŠGÚDŠ.

P. Grecula aktívne pracoval v komisii pre farebné kovy, bauxit a Sn, W a Mo rudy, zapájal sa do činnosti IAGOD, riešil úlohy v rámci projektov bilaterálnej spolupráce so susednými krajinami a zúčastňoval sa na pracovných stretnutiach a krátkodobých expertízach. Výsledky svojho vedeckého bádania prezentoval na mnohých zahraničných vedeckých konferenciách, sympóziách a na svetovom geologickom kongrese v Moskve, Washingtone; v Pekingu a v Rio de Janeiro.

Jubilant sa v najväčšej miere zaslúžil o založenie vedeckého periodika Mineralia Slovaca, ktoré v čase svojho vzniku roku 1969 malo byť istou názorovou protiváhou ostatných slovenských geologických časopisov, najmä aplikovanej geológie. Vzniklo združenie Mineralia Slovaca, ktoré po počiatočnom vydavateľovi, ktorým bol š. p. Geologický prieskum v Spišskej Novej Vsi, časopis prevzalo a vydáva doteraz. P. Grecula je vedeckým redaktorom časopisu od samého začiatku, neskôr sa stal – a doteraz je – jeho šéfredaktorom a najväčšími sa pričínili o jeho veľkú popularitu v slovenskej geologickej verejnosti. Mineralia Slovaca je nielen najčítanejším odborným geologickým časopisom na Slovensku, ale aj z formálnej a technickej stránky mu patrí vedúce miesto medzi odbornými časopismi. Jubilant sa zaslúžil aj o vydávanie monografií, a to najmä v 90. rokoch 20. stor., keď ich iné redakcie nepublikovali. Popri vedeckom redaktorovi odbornú stránku periodika Mineralia Slovaca formovala väčšina významných slovenských geológov, ako aj členovia redakčnej rady časopisu a predsedovia združenia Mineralia Slovaca (J. Slávik, J. Bartalský a i.). K zásluhám o rozvoj slovenskej geológie treba P. Greculovi prirátaj aj jeho aktívnu účasť na reorganizácii slovenskej geológie po roku 1989, a to aj v súvislosti s prípravou a založením Geologickej služby SR. Za jej riaditeľa ho 1. januára 1996 vymenoval minister životného prostredia SR. Zaslúžil sa o jej organizačné usporiadanie a zaradenie medzi významné vedecko-výskumné ústavy SR, a najmä pod jeho vplyvom sa Geologická služba SR 1. júna 2000 premenovala na Štátny geologický ústav Dionýza Štúra.

RNDr. P. Grecula, DrSc., bol a je členom redakčnej rady časopisu Geologica Carpathica, časopisov, ktoré vydával GÚDŠ (teraz ŠGÚDŠ), a Montanistica Slovaca, ako aj poľského vedeckého periodika Przegląd geologiczny. Veľmi aktívne pracoval v spoločenských organizáciách, najmä v košickej pobočke (1974–1984) ČSVTS a v jej krajskom výbore (1975–1985), za čo bol tri razy odmenený,

ale predovšetkým v košickej pobočke SGS, ktorej predsedom bol v rokoch 1980–1990. Od roku 1998 je čestným členom SGS. V rokoch 1992–1997 bol predsedom slovenského výboru IAGOD a jeho členom je doteraz. Od roku 1996 je členom vedeckej rady Fakulty BERG Technickej univerzity v Košiciach. Je členom viacerých spoločných odborných komisií na udeľovanie vedeckej hodnosti PhD., ako aj členom komisie na udeľovanie vedeckej hodnosti DrSc.

Za činnosť na prospech geológie jubilant získal rad ocenení a vyznamenaní Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi (1974, 1979, 1989), bol vzorným pracovníkom ministerstva baníctva (1968), najlepším pracovníkom rezortu SGÚ (1983) a roku 2000 mu udelili Cenu ministra životného prostredia SR a Medailu prezidenta SR.

P. Grecula zostavil a redigoval rad zborníkov z konferencií a iných odborných akcií. Od roku 1998 je na čele redakčného kolektívu pripravujúceho reprezentatívne knižné dielo *História geológie na Slovensku*, ktoré vyjde roku 2001. Zúčastnil sa aj na príprave publikácie *Významní predstavitelia slovenskej geológie*. Pri plnení geologicko-výskumných a prieskumných úloh získal nesmierne bohatý materiál a po vedeckom spracovaní ho publikoval vo výše sto odborných prácach. Medzi najvýznamnejšie patrí monografia *Gemerikum – segment riftového bazénu Paleotetýdy* (Bratislava, Mineralia Slovaca, Alfa 1982. 263 s.) a monografia, ktorú pripravil so spoluautormi, *Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria*. Zv. 2 (Bratislava, Mineralia Slovaca 1995. 834 s.).

Vzácnemu jubilantovi RNDr. Pavlovi Greculovi, DrSc., želáme pevné zdravie a veľa síl na dokončenie rozpracovaných úloh a naplnenie nových pracovných aj osobných predsavzatí.

Dušan Hovorka a Milan Mišík

ZOZNAM PUBLIKOVANÝCH PRÁC

- Grecula, P., 1961 Geologické pomery okolia Pohronskeho Bukovca. *Geol. Práce. Spr.*, 23, 115–123.
- Grecula, P. & Hrinda, J., 1962 Geologická stavba bradlového pásma pri Stráňanoch. *Zbor. kat. príř. vied Pedag. inšt. v Košiciach*, 87–91.
- Bartalský, J., Drnžíková, L., Grecula, P. & Návesňák, J., 1962: Žilné ložiská medených rúd vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce. Zoš.*, 61, 215–221.
- Hrinda, J. & Grecula, P., 1962: Príspevok k poznaniu paleogénu na severnom svahu Západných Tatier. *Zbor. kat. príř. vied Pedag. inšt. v Košiciach*, 73–86.
- Grecula, P., 1963: Náčrt geologicko-štruktúrnych a ložiskových pomerov medzi Mníškom a Prakovcami. *Geol. Práce. Zpr.*, 29.
- Grecula, P., 1964: O postavení bázičských hornin východne od Mníška n/Hnilcom. *Zpr. geol. Výsk. v roku 1963, Časť 2*, 59–60.
- Grecula, P., 1964: Správa o geologickom mapovaní medzi Mníškom n/Hnilcom a Lacemborskou dolinou. *Zpr. geol. Výsk. v roku 1963, Časť 2*.
- Grecula, P., 1965: Geologická interpretácia výsledkov geofyzikálnych meraní v oblasti Mníška nad Hnilcom. *Geol. Průzk.*, 2, Praha, 39–42.
- Grecula, P., 1965: O existencii smolníckej fázy a o vrásovom prešmyku Jedľovca. *Zpr. geol. Výsk. v roku 1964, Časť 2*, 32–33.
- Grecula, P., 1966: K stratigrafii gelnickej série gemeríd. *Čas. Mineral. Geol.*, 11, 3.
- Grecula, P. & Varga, I., 1966: Súčasný problém stratigrafie a tektoniky gelnickej série gemeríd. *Geol. Průzk.*, 8, 7, 219–221.
- Grecula, P. & Varga, I., 1966: Súčasný stav poznatkov o geologickej stavbe SGR a z toho vyplývajúce prognózne možnosti vyhľadávania železných rúd. In: *Zbor. zo seminára Metodika priesk. žel. a komplex. žel. rúd v Tatranskej Lomnici. Spišská Nová Ves*, 151–180.
- Hrinda, J. & Grecula, P., 1966: O tzv. súvrstvích karbónu pri Švedlári. *Zbor. Ped. fakulty UPJŠ, Prešov*, 1, 49–52.
- Grecula, P., 1967: Skúsenosti s vyhľadávaním žilného kremeňa. *Geol. Průzk.*, 9, 46–50.
- Grecula, P., 1967: Vzťah medzi gelnickou a rakoveckou sériou. *Seminár k 15. výročiu Geologického prieskumu. Geol. Průzk.*, IX., 10, 355.

- Grecula, P., 1969: Prešmykové línie v oblasti Mníška n/Hnilcom a ich vzťah k rudným ložiskám. *Geol. Práce, Spr.*, 47, 71–77.
- Grecula, P., 1969: Žilné ložiská kremeňa v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Mineralia Slov.*, 2, 102–118.
- Grecula, P., 1970: Gelnická séria ako jediný reprezentant staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia Slov.*, 2, 181–190.
- Grecula, P., 1970: K stratigrafii staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia Slov.*, 2, 191–216.
- Grecula, P., 1971: K problematike kaledónskeho vrásnenia v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Geol. Práce, Spr.*, 57, 331–338.
- Grecula, P., 1971: Nové poznatky o časových vzťahoch medzi žulovými intrúziami, prešmykmi a zrudnením v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Mineralia Slov.*, 3, 95–106.
- Grecula, P., 1971: Žilné ložiská kremeňa na Slovensku. *Mineralia Slov.*, 3, 349–370.
- Rozložník, O., Grecula, P. & Hurný, J., 1971: Výskyt fluoritu v gemeridnej žule pri Zlatej Idke. *Mineralia Slov.*, 3, 154–155.
- Grecula, P., 1972: Problémy stratiformných ložísk kyzovej formácie v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia Slov.*, 4, 117–133.
- Grecula, P., 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. *Mineralia Slov.*, 5, 221–245.
- Grecula, P., 1973: Granitoidy a mineralizácia Spišsko-gemerského rudohoria. In: *Hornická Príbram ve věde a technice. Sekcie geológia ložísk nerastných surovín. Příbram*, 91–105.
- Grecula, P., 1973: Klasifikácia tektonických štýlov gemerid. *Mineralia Slov.*, 5, 95–99.
- Grecula, P., 1973: Tektonofacie i tektonodeformácii paleozoja gemerid. *Mineralia Slov.*, 5, 105–114.
- Grecula, P., 1973: The homeland of the gemeric and its metalogenesis. *Mineralia Slov.*, 5, 387–424.
- Matula, I. & Grecula, P., 1973: Kasiteritová mineralizácia v gemeridnej žule medzi Zlatou Idkou a Popročom. *Mineralia Slov.*, 5, 65–70.
- Popreňák, J., Grecula, P. & Mihaľov, J., 1973: K problémom stavby a vývoja žíl v Rudňanoch. *Mineralia Slov.*, 5, 279–286.
- Grecula, P., 1974: Tectonic styles and their zoning in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 26, 57–68.
- Grecula, P. & Konečný, S., 1974: Rudné nerastné suroviny v Spišsko-gemerskom rudohorí. In: *Materiály z 3. celoslov. geol. konf. SGU, Bratislava*, 204–219.
- Grecula, P., 1975: Čermeľ – mladšie paleozoikum a trias. In: *Mello, J. (Ed.): Mladšie paleozoikum a mezozoikum gemerika a príbalej časti Čiernej hory. Mineralia Slov.*, 7, 4, 48.
- Bartalský, J., Grecula, P., Rozložník, L., Snopko, L. & Varček, C., 1975: Výsledky komplexného geologicko-ložiskového hodnotenia Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia Slov.*, 7, 15–32.
- Grecula, P. & Bartalský, J., 1976: Prognózy rudných surovín Spišsko-gemerského rudohoria. In: *Zborník referátov zo seminára Geológia, metalogenéza a prognózy surovín Spišsko-gemerského rudohoria. Košice*, 94–109.
- Grecula, P. & Együd, K., 1977: Pozícia zemplínskeho ostrova v tektonickom pláne Karpát. *Mineralia Slov.*, 9, 6, 449–462.
- Grecula, P., Kaličiak, M. & Varga, I., 1977: Hornátsky zlomový systém a jeho problémy. *Mineralia Slov.*, 9, 419–448.
- Grecula, P. & Roth, Z., 1976: Kinematický model Západných Karpát. In: *Zbor referátov z vedeckej konf. Českoslov. geológia a globálna tektonika-Smolence 1976. GUDŠ Bratislava*, 26–27.
- Grecula, P. & Varga, I., 1977: Súčasný pohľad na stratigrafiu a tektoniku gemerid. *Geol. Práce, Spr.*, 19, 259–261.
- Bartalský, J. & Grecula, P., 1977: Prof. RNDr. Jakub Kamenický šesťdesiatročný. *Mineralia Slov.*, 9, 235–240.
- Együd, K. & Grecula, P., 1977: Vývoj produktívneho kARBónu na východnom Slovensku. In: *Zbor referátov zo seminára Problematika geol. prieskumu uhoľ. lož. na Slovensku v Bojniciach. Sp. N. Ves*, 143–149.
- Kuráň, J. & Grecula, P., 1977: Ing. Ján Bartalský, CSc. päťdesiatročný. *Mineralia Slov.*, 9, 6, 509–512.
- Semenenko, N. P., Cambel, B., Ščerbak, N. P., Grecula, P., Bartnickij, E. N., Kamenický, L., Elisejeva, G. D. & Levkovskaja, N. J., 1977: Geochronologické sopolavenie krystalického osnovania Západných i Východných Karpát po daných U-Th-Pb – metódam. In: *Opyt korelacii magmaticeskich i metamorfickeskich porod. Nauka, Moskva*, 188–198.
- Varga, I. & Grecula, P., 1977: Problematika terciárnej metalogenézy v Spišsko-gemerskom rudohorí. In: *Ložiskovorné procesy Západných Karpát. GUDŠ, Bratislava*, 176–181.
- Grecula, P. & Roth, Z., 1978: Kinematický model Západných Karpát v súbornom rezu. *Sbor. geol. Věd*, 32, 49–73.
- Grecula, P. & Varga, I., 1978: Main discontinuity belts on the inner side of Carpathians. *Proceeding of the 11th Congress CBGA, Tectonics, Kijev*.
- Bartalský, J. & Grecula, P., 1978: Prognózy Spišsko-gemerského rudohoria na základe Geologicko-ložiskovej štúdie. In: *Teoretické základy prognóz nerostných surovín v ČSSR. Praha, UK*, 103–109.
- Grecula, P., 1979: Correlation of Pre-Variscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean mountain belts (Projekt 5). In: *Medzinárodné projekty geologických korelácií (UNESCO). Mineralia Slov.*, 11, 361–368.
- Grecula, P., 1979: Zomrel Ing. Vojtech Lazár. *Mineralia Slov.*, 11, 89.
- Grecula, P. & Kobulský, J., 1979: Geologická stavba širšej oblasti Zlatej Idky. In: *Banicko-geologické sympóziu Zlatá Idka. Košice*, 135–146.
- Grecula, P., Malachovský, P. & Matula, I., 1979: Predpoklady výskytu Sn mineralizácie vo východnej časti SGR. In: *Banicko-geologické sympóziu, Zlatá Idka. Košice*, 147–160.
- Grecula, P. & Varga, I., 1979: Main discontinuity belts on the inner side of the Western Carpathians. *Mineralia Slov.*, 11, 389–403.
- Grecula, P. & Varga, I., 1979: Variscan and Pre-Variscan events in the Western Carpathians represented along a geotraverse. *Mineralia Slov.*, 11, 289–297.
- Dianiška, I. & Grecula, P., 1979: Amfibolitový-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suity rakoveckého príkrovu. *Mineralia Slov.*, 11, 405–425.
- Flügel, H. W. & Grecula, P., 1979: Stratigraphic procedure in the ambit of the IGCP project No. 5. *Newsletter, 1 (Padova)*, 167–174.
- Kováč, A., Svingorová, E. & Grecula, P., 1979: Nové údaje o gemeridných granitov. *Mineralia Slov.*, 11, 71–77.
- Ščerbak, N. P., Bartnickij, E. N., Elisejev, T. D., Cambel, B., Kamenický, L. & Grecula, P., 1979: Rezultaty izotopno-geochimických i mineralogických issledovanij krystalických porod karpatskogo regiona vypolnených v IGFM AN USSR v 1973–1975 r. In: *Sympóziu o petrogenéze a geochimii geologických procesov. Veda, Bratislava*, 51–56.
- Grecula, P. & Kobulský, J., 1980: Magnezit v staršom paleozoiku pri Mníšku nad Hnilcom. *Mineralia Slov.*, 12, 287–288.
- Grecula, P. & Varga, I., 1980: The Czechoslovak part of geotraverse „C“. *Newsletter, 2 (Padova)*, 67–78.
- Grecula, P., Varga, J. & Vozár, J., 1980: The Czechoslovak part of Geotraverse „C“. IGCP Project No 5. *Newsletter, 2 (Padova)*, 67–78.
- Varga, I. & Grecula, P., 1980: Nagyszerkezeti választóövezetek a Nyugati-Kárpátok belső oldalán. *Földtani Kutatás*, 23, 3, 17–22.
- Grecula, P., Kaličiak, M., Tözsér, J. & Varga, I., 1981: Geológia hraničnej zóny Západných a Východných Karpát v diele Jána Slávika. Nové údaje, korelácie a otázky. Zákonitosti rozmiestnenia nerastných surovín. In: *Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny Východných a Západných Karpát. GP Košice*, 17–31.
- Grecula, P., Varga, I., Vozár, J. & Háber, M., 1981: Geológia a suroviny Spišsko-gemerského rudohoria. IV. *Slov. geol. konf. Bratislava*, zv. 2, 91–131.
- Grecula, P., Vozárová, A. & Vozár, J., 1981: Characteristic of lithotectonic profiles in geotraverse „C“, West Carpathians (Czechoslovakia). *Newsletter, 3 (Beograd)*, 77–79.
- Kováč, A., Svingor, E. & Grecula, P., 1981: Isotopic age relationships of the granitoid rocks in the Spiš-Gemer metalliferous Mts., Eastern Slovakia. *Abstracts, XI. Congress CBGA, Bucuresi*, 600–601.
- Planderová, E., Sitár, V., Grecula, P. & Együd, K., 1981: Biostratigrafické zhodnotenie grafických brídlíc zo zemplínskeho ostrova. *Mineralia Slov.*, 13, 97–128.
- Rundkvist, D., Erofejev, B. (red.) & Grecula, P. ako člen autor. kolektívu 1981: Kriteria i metodika prognozovaniya mestoroždenij rudnych i nerudnych polezných iskopajemych. *SEV, Moskva*, 363.
- Grecula, P. & Együd, K., 1982: Lithostratigraphic column of the Zemplínske vrchy Mts. (Geotraverse C). In: *Newsletter – IGCP Project 5: International Geological Correlation Program*, 4, Padua, 41–43.
- Grecula, P. & Együd, K., 1982: Litostratigrafia mladšieho paleozoika a spodného triasu Zemplínskych vrchov. *Mineralia Slov.*, 15, 567–569.
- Grecula, P., 1983: Poznámky k tektonickej nomenklature. *Mineralia Slov.*, 15, 567–569.
- Grecula, P., 1983: Tektonicko-metamorfne a litologické faktory vzniku zrudnenia v Spišsko-gemerskom rudohorí. In: *Vplyv geologického prostredia na zrudnenie. GUDŠ, Bratislava*, 135–139.
- Grecula, P., Karamata, S., Szederkényi, T., Varga, I. & Vozár, J., 1983: Correlation of pre mesozoic units along the geotraverse Dubrovnik – Novi Sad – Bükk Mountains and High Tatra Mountains. *Anuarul institutului de geologie si geofizică, Vol. LXI (Bucuresti)*, 31–36.

- Papšíková, M. & Grecula, P., 1983: Palinologické hodnotenie vzoriek z lokalít Hrelíkov potok a Kotlinec, staršie paleozoikum gemerika. *Mineralia Slov.*, 15, 551–558.
- Grecula, P., 1984: Lithostratigraphy of the Lower Paleozoic of the eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Newsletter*, 6 (Barcelona), 125–164.
- Grecula, P., 1984: Metamorphic and convection – fluid model of the ore – mineralization in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., West Carpathians. *Abstracts*, 27 IGC, Moskva, Vol. VI., 122.
- Grecula, P., 1984: Lithostratigraphy of the Lower Paleozoic of the eastern part of the Spišsko-Gemerské rudohorie Mts. In: *Newsletter – IGCP Project 5: International Geological Correlation Program*, 6, Padua, 125–164.
- Faryad, S. W. & Grecula, P., 1984: Petrografia vulkanitov staršieho paleozoika gemerika v pruhu Mníšek nad Hnilcom – Štós. *Mineralia Slov.*, 16, 329–351.
- Radvanec, M., Grecula, P. & Popreňák, J., 1984: Regionálne prognózovanie nerastných surovín v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Mineralia Slov.*, 16, 181–186.
- Grecula, P., 1985: Early Paleozoic developments in the eastern part of the Gemeric Unit. *Excursion guide, IGCP. Project. 5, Košice*, 49–55.
- Grecula, P., 1985: Is the West Carpathian Lower Paleozoic sequence product of the riftogenous basin? *Proceeding reports of the XIIIth Congress of KBGA, Krakow*, 1985, 40–41.
- Grecula, P., 1985: Variscan and Alpine nappes in the Gemericum (Western Carpathians). *Proceeding reports of the XIIIth Congress of KBGA, Krakow*, 1985, 37–39.
- Grecula, P., 1985: Vertikálne vetvenie zlomov. *Mineralia Slov.*, 17, 289–306.
- Grecula, P. & Együd, K., 1985: Late Paleozoic and Lower Triassic strata in the Zemplín Inselberg. *Excursion guide IGCP Project No 5 (Košice)*, 57–61.
- Grecula, P. & Faryad, S. W., 1985: Návrh slovenských názvov amfibolov. *Mineralia Slov.*, 17, 457–465.
- Grecula, P. & Kucharski, R., 1985: Ispolzovanie výsledkov komplexných geofyzikálnych štúdií dľa opredelenia relíefu granitov pod metamorfitickou obolokou (na príklade štúdií v Slovenskom rudohorí). *Trudy XXX. Mezhdun. geof. simpozijuma, Moskva*, T. 3, 6–21.
- Grecula, P. & Radvanec, M., 1985: Stratiformný výskyt Mo a Sn mineralizácia v gemeriku južne od Smolníka. *Mineralia Slov.*, 17, 263–268.
- Radvanec, M. & Grecula, P., 1985: Geochemické anomálie Sn a Mo v rudonosnom vulkanickom horizonte staršieho paleozoika gemerika. *Mineralia Slov.*, 17, 563–568.
- Grecula, P., Kucharski, R., Ferenc, P. & Radvanec, M., 1986: Jednotná metodika geologických, geofyzikálnych a geochemických prác pre oblasť gemerika. *Mineralia Slov.*, 18, 121–130.
- Kováč, A., Svingor, Ľ. & Grecula, P., 1986: Rb/Sr isotopic ages of granitoid rocks from the Spiš-Gemer metalliferous Mts., West Carpathians, Eastern Slovakia. *Mineralia Slov.*, 18, 1–14.
- Grecula, P., 1987: K sedemdesiatinám prof. RNDr. Jakuba Kamenického. *Mineralia Slov.*, 19, 285–287.
- Grecula, P., 1988: Vzťah geologického vývoja, ložiskotvorných procesov a prognózneho hodnotenia zdrojov nerastných surovín gemerika. *Mineralia Slov.*, 20, 271–288.
- Grecula, P., Radvanec, M. & Žák, K., 1989: Metamorphic origin of hydrothermal ore fluids of vein mineralization in the Gemericum belt, Western Carpathians. In: *28th Intern. Geol. congress-Abstract*, Vol. 1, Washington, 584–585.
- Grecula, P., 1990: Panafrické (starokaledónske) udalosti v Karpatoch z pohľadu vývoja kambriko-ordovických sekvencií v Karpatsko-balkánskej a východoalpskej oblasti. *Mineralia Slov.*, 22, 455–473.
- Grecula, P. & Együd, K., 1990: Triassic lithostratigraphic column of the Zemplín Mts. (Czechoslovakia). In: *Pre-Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Belts*, Roma, 271–274.
- Grecula, P., Michálek, J. & Slavkay, M., 1990: Rudné suroviny v predterciérnych útvaroch Západných Karpát, súčasné poznatky a prognózne hodnotenie. In: *Abstrakty referátov z V. celoslovenskej geologickej konferencie v Bratislave 4.–6. júna 1990*, SGÚ, Bratislava.
- Grecula, P., Návesňák, D. & Bartalský, B., 1990: Shear zones and types of deformations of ore veins in Gemericum, Western Carpathians. *Mineralia Slov.*, 22, 111–122.
- Grecula, P., Návesňák, D., Bartalský, B., Gazdačko, L., Németh, Z., Ištván, J. & Vrbatovič, P., 1990: Shear zones and are structure of Gemericum, the Western Carpathians. *Mineralia Slov.*, 22, 97–110.
- Grecula, P., Vozárová, A. & Mello, J., 1990: Stavba a vývoj gemerika. In: *Abstrakty referátov V. celoslovenskej geologickej konferencie*, SGÚ, 46–48.
- Grecula, P., Vozárová, A. & Vozár, J., 1990: Characteristics of lithotectonic profiles in the traverse C, West Carpathians (Czechoslovakia). In: *Pre-Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Belts*, Roma, 275–282.
- Bartalský, J., Baláz, J., Daniel, J., Grecula, P., Kraus, I., Maljkovič, J., Pagáč, I., Rozložník, L., Slavkay, M., Štohl, J. & Varga, I., 1990: Surovinová základňa a jej úloha v sociálno-ekonomickom rozvoji spoločnosti. In: *V. celoslov. geol. konf. Slov. geol. úrad, Bratislava*, 66–73.
- Kucharič, L., Mikuška, J., Steiner, A. & Grecula, P., 1990: West Carpathian Gemericum: a geophysical study. In: *Int. conf. Paleozoic orogens in Central Europe-geology and Geophysics*, Göttingen, 24–27.
- Radvanec, M., Bartalský, B., Žák, K. & Grecula, P., 1990: Izotopický pomer $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ v baryte gemerika. *Mineralia Slov.*, 22, 3, 219–224.
- Rozložník, L., Grecula, P., Čech, F., Kraus, I., Obernauer, D. & Slavkay, M., 1990: Nerastné suroviny Západných Karpát, ich genetické vzťahy ku geologickej stavbe. In: *Zbor 5. celoslov. geol. konferencie*, Slov. geol. úrad, Bratislava, 74–77.
- Grecula, P., Radvanec, M. & Bartalský, B., 1991: Critical thermic isograds in metamorphic-hydrothermal model of vein mineralization on the background of the Variscan events, Gemeric unit, Western Carpathian. *Mineralia Slov.*, 23, 403–411.
- Korikovskij, S. P., Borisovskij, S. J. & Grecula, P., 1991: Metamorphic equilibria in the beginning stages of the biotite subfacies in Early Paleozoic volcano-sedimentary rocks of Gemericum. *Mineralia Slov.*, 23, 1–7.
- Kucharič, L., Grecula, P. & Hájnoš, M., 1991: Geofyzikálne indikácie žilného typu zrudnenia v severovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia Slov.*, 23, 237–244.
- Radvanec, M. & Grecula, P., 1991: S. O. O. Sr isotopes and metamorphic-hydrothermal model of vein mineralization, Gemeric unit, Western Carpathians. *IGCP Project 276, Abstracts*, Granada, 13–14.
- Žák, K., Radvanec, M., Grecula, P. & Bartalský, B., 1991: Izotopy S. C. O. Sr a metamorfo-hydrotermálny model žilnej mineralizácie gemerika. *Mineralia Slov.*, 23, 95–108.
- Grecula, P., 1992: Teran, akrečný teran, teranový koncept. *Mineralia Slov.*, 24, 329–331.
- Laštovičková, M., Chlupáčová, M., Hrouda, F., Grecula, P., Pagáč, P., Orlický, O., Tányi, I. & Hareck, S., 1992: Magnetic and electric properties of Paleozoic rocks from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Slovakia). In: *Proceeding of abstracts of the International geophysics workshop on Rock Physical Properties*, Florence, 17.
- Korikovskij, S. P., Grecula, P., Boronichin, V. A. & Unanova, O. T., 1992: Chloritoid-pyrophyllite-muscovite schist in the Western Gemeric: mineral equilibria and protoliths. *Mineralia Slov.*, 24, 29–37.
- Grecula, P., 1993: Príspevok geológie k prosperite Slovenska. Slovakia plus. In: *Zborník príspevkov z I. zasadnutia Stálej konferencie slovenskej inteligencie*, Bratislava, 47–48.
- Hareck, S. & Grecula, P., 1993: Magnetické vlastnosti hornín Spišsko-gemerského rudohoria. In: *Zborník referátov zo seminára Fyzikálne vlastnosti hornín a ich využitie v geológii, ekológii a geofyzike*, Bratislava, 101–104.
- Radvanec, M., Grecula, P., Návesňák, D. & Kobulský, J., 1993: Zonálnosť submarinného-exhalačnej mineralizácie v oblasti Mníška nad Hnilcom a Prakoviec: staršie paleozoikum gemerika. *Mineralia Slov.*, 25, 249–262.
- Korikovskij, S. P., Miko, O. & Grecula, P., 1994: Vlivanie P-T parametrov i sostava porod na mineralnyje ravnovesij biotitovoj subfatsii v nizkotemperaturnych kompleksach Zapadnykh Karpát. In: *Petrologija*, 2, 6, 601–608.
- Grecula, P., 1995: Geologická stavba gemerika. In: P. Grecula et al. (Eds.): *Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria*. Zv. 1. *Mineralia Slov. – Monogr., Geo-complex*, Bratislava, 3–36.
- Grecula, P., 1995: Metalogenetický vývoj gemerika. In: P. Grecula et al. (Eds.): *Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria*. Zv. 1. *Mineralia Slov. – Monogr., Geo-complex*, Bratislava, 37–46.
- Grecula, P., 1995: Ložiská rudných surovín. In: P. Grecula et al. (Eds.): *Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria*. Zv. 1. *Mineralia Slov. – Monogr., Geo-complex*, Bratislava, 95–98.
- Grecula, P., Radvanec, M., Bartalský, B. & Návesňák, D., 1995: Hlavné typy mineralizácie. In: P. Grecula et al. (Eds.): *Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria*. Zv. 1. *Mineralia Slov. – Monogr., Geo-complex*, Bratislava, 47–94.
- Grecula, P., Drnčík, E., Novotný, L., Rozložník, L., Hudáček, J., Gazdačko, L., Németh, Z., Abonyi, A. & Varček, C., 1995: Hydrotermálna-greizenová a albititová mineralizácia. In: P. Grecula et al. (Eds.): *Ložiská*

- nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zv. 1. *Mineralia Slov. – Monogr., Geocomplex, Bratislava*, 99–112.
- Grecula, P., Novotný, L., Gargulák, M., Rozložník, L., Hudáček, J., Gazdačko, L., Németh, Z., Abonyi, A. & Varček, C., 1995: Metamorfno-hydrotermálna žilná mineralizácia. In: P. Grecula et al. (Eds.): *Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria*. Zv. 1. *Mineralia Slov. – Monogr., Geocomplex, Bratislava*, 121–140.
- Grecula, P., Rozložník, L., Varček, C., Dianiška, I., Novotný, L., Rojkovič, I., Abonyi, A. & Abonyiová, M., 1995: Stratiformná mineralizácia. In: P. Grecula et al. (Eds.): *Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria*. Zv. 1. *Mineralia Slov. – Monogr., Geocomplex, Bratislava*, 471–636.
- Zlocha, J., Grecula, P., Drnžík, E. & Kobulský, J., 1995: Zvetraninové, rozsykové a ostatné typy mineralizácie. In: P. Grecula et al. (Eds.): *Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria*. Zv. 1. *Mineralia Slov. – Monogr., Geocomplex, Bratislava*, 637–650.
- Dianiška, I. & Grecula, P., 1995: Magmatické ložiská. In: P. Grecula et al. (Eds.): *Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria*. Zv. 1. *Mineralia Slov. – Monogr., Geocomplex, Bratislava*, 653–656.
- Grecula, P., Bartalský, J., Hudáček, J. & Zlocha, J., 1995: Hydrotermálne ložiská nerudných surovín. In: P. Grecula et al. (Eds.): *Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria*. Zv. 1. *Mineralia Slov. – Monogr., Geocomplex, Bratislava*, 657–686.
- Antaš, J., Dianiška, I., Grecula, P., Bartalský, J., Macko, J. & Zlocha, J., 1995: Sedimentárne ložiská. In: P. Grecula et al. (Eds.): *Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria*. Zv. 1. *Mineralia Slov. – Monogr., Geocomplex, Bratislava*, 687–730.
- Ďuda, R., Kobulský, J. & Grecula, P., 1995: Drahé a ozdobné kamene. In: P. Grecula et al. (Eds.): *Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria*. Zv. 1. *Mineralia Slov. – Monogr., Geocomplex, Bratislava*, 737–742.
- Grecula, P., Chovan, M., Rojkovič, I. & Slavkay, M., 1996: The Variscan metallogeny of Western Carpathians. In: P. Grecula and Z. Németh (Eds.): *Variscan Metallogeny in the Alpine Orogenic Belt*. *Mineralia Slov. – Geocomplex Publ., Bratislava*, 191–238.
- Grecula, P. & Németh, Z. (eds.), 1996: Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt. *Abstracts and excursion guide, Stará Lesná*.
- Molák, B., Began, A., Bujnovský, A., Ďurkovič, T., Elečko, M., Gargulák, M., Grecula, P., Hók, J., Khun, M., Knésl, J., Miko, O., Polák, M., Pulec, M., Radvanec, M., Rojkovič, I., Širáňová, Z., Slavkay, M., Snopková, L., Snopková, P., Širáňová, V., Turan, J., Turanová, L. & Vozárová, A., 1996: Raw material potential of carbonaceous formations of Slovakia. *Geol. Práce, Spr.*, 101, 72–73.
- Grecula, P., 1997: Deformation related to the alpine transpression in the Western Carpathians. In: A. K. Sinha, F. P. Sassi and D. Papenikolaou (Eds.): *Geodynamic domains in Alpine-Himalayan Tethys*. Oxford and IBH Publ. Co., New Delhi, Calcutta, 339–346.
- Grecula, P. & Lexa, J., 1997: Ore deposits of Slovakia (Geological Society of America, 1997 annual meeting). In: *Abst. with Prog., Geol. Soc. Amer.*, 29, 6, 125–126.
- Plašienka, D., Grecula, P., Putiš, M., Kováč, M. & Hovorka, D., 1997: Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. In: *Geological Evolution of the Western Carpathians*. *Mineralia Slov., Corporation Geocomplex, Bratislava*, 1–24.
- Grecula, P., 1998: Vedy o Zemi a verejná oblasť. In: *Geovestník, príl. čas. Mineralia Slov.*, 30, 1, 3–4.
- Grecula, P. & Jetel, J., 1998: Veda v trhovom hospodárstve. In: *Geovestník, príl. čas. Mineralia Slov.*, 30, 5, 1–12.
- Grecula, P. & Petro, L., 1998: Úlohy geologických vied pri udržiavaní zdravého životného prostredia. In: *Geovestník, príl. čas. Mineralia Slov.*, 30, 4, 1–9.
- Kužvart, M., Kraus, I. & Grecula, P., 1998: Nerastné suroviny na prelome tisícročí. *Mineralia Slov.*, 30, 6, 483–489.
- Grecula, P., 2000: D. Bodiš a S. Rapant: Geochemický atlas Slovenskej republiky – časť 6 – Riečne sedimenty (recenzia). In: *Geovestník, príl. čas. Mineralia Slov.*, 32, 4, 14.
- Grecula, P., Radvanec, M., Bartalský, B., Sasvári, T. & Maťo, L., 2000: The Western Carpathians Internides (the ore mineralization of the Gemeric Unit) Route. Geology and prospecting in the Carpathians conference excursion guide, Herľany 2000. *Acta Mont. Slov.*, 5, 2, 175–186.
- Hovorka, D. & Grecula, P., 2000: Medzinárodný geologický kongres Rio de Janeiro. 6.–17 august 2000. In: *Geovestník, príl. čas. Mineralia Slov.*, 32, 6, 1–4.
- Kruczyk, J., Kadzalko-Hofmokl, M., Jelenska, M., Túnyi, I., Grecula, P. & Návesňák, D., 2000: Tectonic and structural implications of paleomagnetic and AMS study of highly metamorphosed Paleozoic rocks from Gemeric superunit, Slovakia. *Geologica Carpath.*, 51, 3, 133–144.
- Németh, Z., Putiš, M. & Grecula, P. (eds.), 2000: Tectonic evolution of Gemericum (the Western Carpathians) outlined by the results of petro-tectonic research. *Mineralia Slov.*, 32, 3, 169–172.

MONOGRAFIE

- Grecula, P., 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zv. 1. *Mineralia Slov. – Monogr., Geocomplex, Bratislava*, 829.
- Grecula, P. & Németh, Z. (eds.), 1996: Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt. *Mineralia Slov. – Monogr., Geocomplex, Bratislava*, 313.
- Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds.), 1997: Geological evolution of the Western Carpathians. *Mineralia Slov. – Monogr., Geocomplex, Bratislava*, 370.
- Grecula, P., Lexa, J. & Tözsér, J., 1997: Mineral Resources of Slovakia. Ministry of the Environ. of Slovak Rep. and Geolog. Surv. of Slovak Rep.. *Mineralia Slov. – Monogr., Geocomplex, Bratislava*, 53.
- Lobitzer, H. & Grecula, P. (eds.), 1999: Geologie ohne Grenzen. Teil 1. *Geol. Bundesanstalt (Wien)*, 1–460.
- Lobitzer, H. & Grecula, P., 1999: Geologie ohne Grenzen. Teil 2. *Geol. Bundesanstalt (Wien)*, 1–740.
- Samuel, O. & Grecula, P., 2000: 60 rokov Štátneho geologického ústavu D. Štúra. Vyd. SGUDS, 1–96.

VÝZNAMNÉ MANUSKRIPTY

- Grecula, P. & Antaš, J., 1960: ZS Strážany-stavebný kameň-vápeneč. *MS-GP*.
- Grecula, P., 1961: Správa o geologickom mapovaní v oblasti Fichtenhübel (Jedľovec). *MS-GP*.
- Grecula, P., 1961: Správa o metalometrickom prieskume v oblasti Smrekového vrchu. *MS-GP*.
- Grecula, P., 1964: Paleozoikum Západných Karpát a Východných Álp. [Práca k aspirantskému minimu.] *MS-GP*.
- Grecula, P., 1965: Fichtenhübel-VP – predbežná správa z I. etapy VP *MS-GP*.
- Grecula, P., 1965: Geologická stavba strednej časti gemeríd a jej vzťah k zrudneniu. [Kandidátska dizertačná práca.] *MS-GP*.
- Grecula, P. et al., 1966: ZS-VZ Švedlár-kremeň, stav k 1.8.1965. *MS-GF*.
- Grecula, P. & Grosz, J., 1968: ZS-VZ VP Fichtenhübel-Fe. Cu impregnácie, stav k 31.12.1968. *MS-GP*, 147.
- Grecula, P. et al., 1968: ZS-VZ Mníšek n/Hnilcom-kremeň. *MS-GP*.
- Bartalský, J. & Grecula, P. (red.), 1976: Geologicko-ložisková štúdia SGR. *MS-GP*.
- Grecula, P., 1977: Geológia, tektonika a metalogenéza východnej časti SGR. ZS-SGR-východ a Doplnok č. 1. *MS-GP*, 390.
- Slavkay, M. & Grecula, P., 1977: Vypracovanie doporučení pre kritériá a metodiku prognózovania ťžitkových nerastov v kôrach zvetrávania (bauxity) RVHP - Téma 1.8 - Podtéma 1.8.6. *MS-GP*.
- Grecula, P. et al., 1979: ZS, komplexné geologicko-geofyzikálne zhodnotenie územia Poproč-Zlatá Idka. SGR-geofyzika. *MS-GP*.
- Grecula, P., 1980: SGR-geofyzika – Záverečná správa za roky 1976–1977. *MS-GP*.
- Grecula, P., 1980: ZS SGR-geofyzikálne práce r. 1976–1977. VP *MS-GP*.
- Grecula, P., Hodermarský, J., Fabian, M. et al., 1981: Doplnok č. 1 k ZS: Geológia, tektonika a metalogenéza východnej časti SGR - Cu + komplexné zhodnotenie, karotážne meranie. *MS-GP*.
- Grecula, P. & Kucharski, R., 1981: Komplexná geologicko-geofyzikálna interpretácia východnej časti SGR-ZS. *MS-GP*, 301.
- Grecula, P. et al., 1981: ZS z komplexnej geologicko-geofyzikálnej interpretácie východnej časti SGR (Košice-Medzev-Prakovce). VP (v polštine). *MS-GP*.
- Grecula, P. & Kucharski, R., 1982: Záverečná správa z komplexnej geologicko-geofyzikálnej interpretácie východnej časti SGR. *MS-GP*, 113–143.
- Grecula, P. et al., 1984: ZS Spišsko-gemerské rudohorie, prognózy rudných nerastných surovín, stav k 20.11.1984. *MS-GP*, 119.
- Grecula, P. & Kucharski, R., 1985: SGR-geofyzika, čiastková záverečná správa strednej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *MS-GP*.
- Grecula, P. et al., 1987: ČZS SGR-geofyzika, VP, rudy a nerudy. *MS-GP*.
- Grecula, P. et al., 1988: SGR-ČZS z komplexnej geologicko-geofyzikálnej interpretácie západnej časti SGR-geofyzika, rudy a nerudy, vyhľadávaci prieskum. *MS-GP*.



Geo-Technic-Consulting, spol. s r. o., Púpavová 49, 841 04 Bratislava

Spoločnosť bola založená v roku 1996 na vykonávanie vrtných a technických prác na prieskumných územiach v Slovenskej republike určených kanadským investorským spoločnostiam z Calgary.

Vrtné súpravy, strojové vybavenie a zemevrtný materiál sú z Kanady, Švédska a Nemecka, čo sa v spojení s kvalifikovanými vrtnými osádkami odráža vo vysokej produktivite (vrtanie na jadro cca 30 m/deň, vrtanie reverznou cirkuláciou cca 80 – 100 m/deň, mikropilóty cca 60 – 80 m/deň).



LONGYEAR-38, LONGYEAR Co. Ltd.
North Bay, Ontario, Canada



Diamantové korunky HOBIC
HOBIC Bit Industries Corp. Richmond, Canada



PROSPECTOR-II, Multi-Power Products Ltd.
Kelowna, British Columbia, Canada



Kompresor ATLAS COPCO XRV 345
Mercedes – 224 kW, Sweden



Nákladná doprava



Osobná doprava



Geo-Technic-Consulting, spol. s r. o., Púpavová 49, 841 04 Bratislava

VYKONÁVANÉ PRÁCE

- 1. Projektovanie, vykonávanie a hodnotenie geologických prác**
 - geofyzikálny prieskum
 - inžinierskogeologický prieskum
 - hydrogeologický výskum
 - prieskum ložísk nerastov
- 2. Vrtné práce**
 - jadrové vrty na prieskum ložísk do 850 m
 - inžinierskogeologické vrty pre líniové stavby, diaľnice a produktovody
 - inžinierskogeologický prieskum na zakladanie stavieb
 - malopriemerové, prieskumné hydrogeologické vrty
 - mikropilóty a kotvy s priemerom od 112 do 156 mm
 - geotechnické práce
- 3. Činnosť vykonávaná banským spôsobom**
 - otvarka, príprava a dobývanie výhradných ložísk
 - zriaďovanie, zabezpečovanie a likvidácia banských diel a lomov
 - úprava, zušľachťovanie nerastov v súvislosti s ich dobývaním
 - zriaďovanie a prevádzka odvalov, výsypiek a odkalísk pri vyššie uvedených činnostiach
 - osobitné zásahy do zemskej kôry
 - zabezpečovanie a likvidácia starých banských diel
 - dobývanie ložísk nevyhradených nerastov, úprava a zušľachťovanie pri ich dobývaní, zabezpečovanie a likvidácia lomov
- 4. Trhacie práce veľkého rozsahu**
- 5. Geodetické a kartografické práce**
- 6. Nákladná doprava**
- 7. Projektovanie stavieb**
 - pozemné stavby
 - inžinierske konštrukcie a mosty
- 8. Statické výpočty nosných konštrukcií stavieb**
 - betónové, železobetónové a murované konštrukcie
- 9. Automatizované spracúvanie dát**
- 10. Vedenie účtovníctva**



Kontajnerová preprava vrtných súprav



CELEBRATION 2000 – bod LIVOV