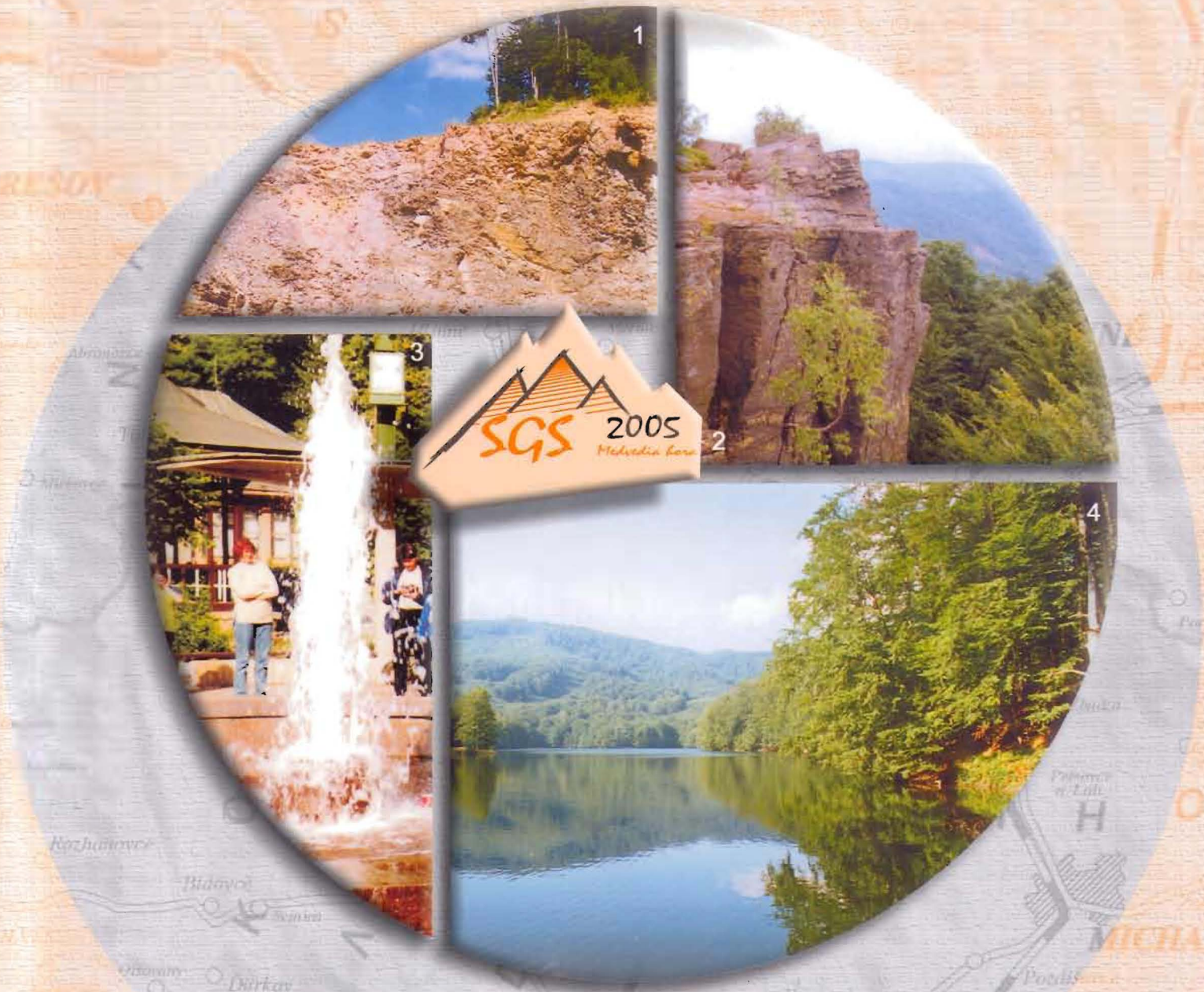
3/37/2005
ISSN 0369-2086

Mineralia Slovaca



Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

Mineralia Slovaca

Časopis pre regionálnu a environmentálnu geológiu
a aktivity Slovenskej geologickej spoločnosti a geologických asociácií

Vedúci redaktor – Chief editor
PAVOL GRECULA
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
Regionálne centrum Košice
Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovakia

REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

Predseda – Chairman
MICHAL KALIČIAK
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

Vladimír Bezák, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Miroslav Bielik, Geofyzikálny ústav SAV, Bratislava
Jozef Franzen, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Jozef Daniel, Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves
Peter Hanas, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Pavel Hvožďara, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Juraj Janočko, Fakulta BERG, TU Košice
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
Ľubomír Petro, Štátny geologický ústav D. Štúra, Košice
Miroslav Pereszlényi, SPP-OZ VVNP, š. p., Bratislava
Martin Radvanec, Štátny geologický ústav D. Štúra, Sp. N. Ves
Peter Reichwalder, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Igor Rojkovič, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ján Soták, Geologický ústav SAV, Banská Bystrica
Dionýz Vass, Lesnícka fakulta, Technická univerzita, Zvolen
Ivan Vrubel, Geospektrum, s. r. o., Bratislava
Ján Zuberec, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava

Zostavovatelia čísla/Editors of this issue – BRANISLAV ŽEC & ZOLTÁN NÉMETH

REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

Vedúca redakcie – Managing editor
Gabriela Šipošová
Jazykoví redaktori – Lingual editors
Pavol Kušnír – Zoltán Németh
Technická redaktorka – Production editor
Alena Wolfová
Redaktorka – Editorial assistent
Mária Dryjová

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza štyrikrát ročne: Vydavateľ: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava. Spracované systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: ALFAPRINT, Vladimír Čižmárik, Thurzova 16, 036 01 Martin
Predplatné v roku 2005 pre jednotlivcov 200,- Sk, pre členov Slovenskej geologickej spoločnosti 160,- Sk, pre organizácie 250,- Sk. Cena jednotlivého čísla je 50,- Sk, cena dvojčísla je 100,- Sk. Časopis možno objednať v redakcii a v knižnici regionálneho centra v Košiciach.
Adresa redakcie: Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Mineralia Slovaca), Jesenského 8, 040 01 Košice. Telefón: 055/625 00 46, fax: 055/625 00 44, E-mail: mineralia@gssr-ke.sk. E-mail knižnica: velgos@gssr-ke.sk

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published quarterly by the Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers.
Subscription for 2005 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Order send to Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Mineralia Slovaca), Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovakia or SLOVART - G.T.G., Krupinská 4, P. O. Box 152, 852 99 Bratislava. Phone: ++421/55/625 00 46, fax: ++421/55/625 00 44, e-mail: mineralia@ gssr-ke.sk, e-mail to library: velgos@gssr-ke.sk.

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

ČLÁNKY – ARTICLES

Grecula, P.
Spomienka na osobnosti slovenskej geológie pochádzajúce z východného Slovenska a na tých, ktorí sa vedno s nimi zaslúžili o jeho rozvoj
Remembrance on celebrities of Slovak geology coming from Eastern Slovakia as well as related persons taking important part in development of this region 165

Kaličiak, M. & Franzen, J.
Geológia na Slovensku, súčasný stav a perspektívy
Geology in Slovakia: Recent and perspectives 171

Michalík, J., Petrík, I., Soták, J. & Plašienka, D.
Minulosť Zeme – kľúč k budúcnosti ľudstva?
Past of the Earth: The key for the future of mankind? 175

Plašienka, D.
Tektonický vývoj Západných Karpát počas mezozoika
Tectonic evolution of the Western Carpathians during the Mesozoic 179

Ivan, P.
Geodynamický vývoj Západných Karpát v paleozoiku – pokus o rekonštrukciu z magmatického záznamu
Paleozoic geodynamic evolution of Western Carpathians: Attempt of its reconstruction from magmatic record 185

Kováčik, M.
Príspevok k tektonickej rekonštrukcii západokarpatských magmaticko-sedimentárnych formácií v predvrchnokarbónskom období
Contribution to tectonic reconstruction of Western Carpathian magmatic-sedimentary formations in pre-Upper Carboniferous period 189

Grecula, P. & Radvanec, M.
Geotektonický model vývoja gemerika
Geotectonic model of Gemericum 193

Jacko, S.
Veporikum Braniska a Čiernej hory v kontexte stavby Západných Karpát
Veporicum of the Branisko and Čierna hora mountain ranges in the context of geological setting of Western Carpathians 199

OBÁLKA: 1 – lávové prúdy stratovulkánu Sokolský potok sú odkryté v lome v údolí potoka Kamenica (foto B. Žec), 2 – blokovito-doskovitá odlučnosť andezitového lávového prúdu, kóta Sninský kameň, Vihorlatské vrchy (foto M. Stercz), 3 – erupcia herlianskeho gejzíru (foto B. Žec), 4 – malebné krásy jazera Morské oko (foto B. Žec). Zadná strana obálky: 5 – vstupný portál štôlne Jozef, Slanské vrchy (foto M. Repčiak), 6 – dilatometer TM-71 pod Perunovou skalou, Spišský hrad (foto Ľ. Petro), 7 – drahý opál Harlekýn (foto D. Slivka), 8 – topografická mapa severovýchodnej časti Slovenskej republiky. Grafické spracovanie obálky: M. Stercz, 2005.

COVER: 1 – lava flows of the Sokolský potok Stratovolcano are exposed in quarry in the Kamenica creek valley (photo by B. Žec), 2 – block platy jointing of andesite lava flow, the Sninský kameň triangular point, Vihorlatské vrchy Mts. (photo by M. Stercz). 3 – eruption of the Herľany geyser (photo by B. Žec), 4 – picturesque beauties of the Morské oko lake (photo by B. Žec). Back side of cover: 5 – the adit collar of the Jozef mine, Slanské vrchy Mts. (photo by M. Repčiak), 6 – dilatometer TM 71 crack gague below Perun's rock, Spiš Caste (photo by Ľ. Petro), 7 – the Harlequin precious opal (photo by D. Slivka), 8 – topographic map of the northeastern part of Slovak Republic. Graphic processing of the cover: M. Stercz, 2005.

Németh, Z.
Geodynamic evolution of Gemericum and neighbouring Veporicum in the frame of two-phase divergence and convergence
Geodynamická evolúcia gemerika a susediaceho veporika na pozadí dvojštadiálnej divergencie a konvergencie 202

Grecula, P. & Kobulský, J.
Litostratigrafia staršieho paleozoika gemerika: volovská skupina
Lithostratigraphy of Lower Paleozoic of Gemericum: Volovec Group 205

Soták, J., Biroň, A., Dunkl, I., Lebedev, V., Magyar, J. & Prokešová, R.
Syntéza poznatkov o iňačovskej jednotke – litostratigrafické, metamorfné, geochronologické a štruktúrno-tektonické dáta
Synthesis of knowledge about Iňačovce Unit: Lithostratigraphic, metamorphic, geochronologic and structural-tectonic data 209

Gazdačko, Ľ.
Litologická náplň a vzťah bôrčanského príkrovu v okolí Markušky a Kobeliarova k ultrabázikám
Lithological content and relation of the Bôrka nappe to ultrabasics in the surrounding of Markuška and Kobeliarovo villages ... 214

Hraško, Ľ.
Geologická, veková a litologická charakteristika spodnokarbónskych granitoidov kohútskej zóny veporika
Geological, age and lithological characteristics of the Lower Carboniferous granitoids in the Kohút zone of the Veporic Unit .. 217

Kohút, M.
Geologický vývoj kryštalického komplexu Patrie v Branisku
Geological evolution of Patria crystalline complex in Branisko Mts. 220

Kobulský, J.
Nový návrh litostratigrafického členenia vrchného karbónu v Zemplínskych vrchoch
Proposal of a new lithostratigraphic division of Upper Carboniferous in Zemplínske vrchy Hills 222

Farkašovský, R.
Mikrostavba mylonitov rolovskej strižnej zóny (veporikum Čiernej hory)
Fabric of mylonites of the Rolová shear zone (Veporicum of the Čierna hora Mts.) 227

Kučera, M.
Analýza tektonických štruktúr jaskýň v masíve Úplazu vo Vysokých Tatrách a ich vplyv na vývoj jaskynných priestorov
Tectonic structural analysis of caves in massif Úplaz in the High Tatras and their influence on caves area development 230

Madarás, J. & Kováčik, M.
Rekognoskácia geologickej stavby na vybraných profiloch v kryštaliniku Západných Tatier
Geological recognition of basement units on the selected profiles in the Western Tatra Mts. (Western Carpathians) 234

Uher, P.
Granitové pegmatity Západných Karpát vo svetle nových poznatkov
Granitic pegmatites of the Western Carpathians in the light of new knowledge 238

Kucharič, Ľ., Hraško, Ľ. & Kubeš, P.
Niektoré poznatky geofyzikálneho výskumu Slovenského rudohoria-západ
Some knowledges from geophysical investigation of the Slovak Ore Mts. – western part 241

Hrdlička, M., Broska, I., Siman, P. & Košler, J.
Nové geochronologické údaje granitov kryštalinika Malej Fatry
New geochronological data from granitoids of Malá Fatra crystalline basement 243

Jacko, S. ml., Sasvári, T. & Kondela, J.
Násunové štruktúry silicika v gombaseckom lome
Overthrust structures of Silicicum in the Gombasek open pit 246

Németh, Z., Radvanec, M., Prochaska, W., Koděra, P., Kováčik, M., Madarás, J. & Hraško, Ľ.
Ekonomické výskyty magnezitovej a mastencovej mineralizácie na Slovensku – výsledok priaznivej interakcie protolitu a geodynamickej evolúcie
Economic occurrences of magnesite and talc mineralization in Slovakia: The result of favourable interaction of protolith and geodynamic evolution 249

Vass, D., Elečko, M., Janočko, J., Karoli, S., Pereszlényi, M., Túnyi, I., Zlinská, A. & Halásová, E.
Východoslovenská panva vo svetle nových poznatkov
East Slovakian Basin in the light of new knowledge 252

Ślączka, A.
Bukowiec Ridge: A cordillera in front of the Dukla Basin (Outer Carpathians)
Bukovecký chrbát: Kordiliéra vo frontálnej časti Dukelského bazénu (Vonkajšie Karpaty) 255

Oszczypko, N.
Late Jurassic to Early Miocene tectono-sedimentary evolution of the Magura Basin (Western Carpathians)
Vrchnojurská až spodnomiocénna tektonicko-sedimentárna evolúcia v Magurskom bazéne (Západné Karpaty) 257

Halásová, E. & Reháková, D.
Associations of calcareous microplankton in Upper Jurassic and Lower Cretaceous paleoenvironments of the Western Carpathians: Tools for biostratigraphy, paleoecology and paleoceanography
Asociácie vápnitého mikroplanktónu vo vrchnojurskom a spodnokriedovom paleoprostredí Západných Karpát. Nástroj biostratigrafie, paleoekológie a paleooceánografie 260

Cieszkowski, M., Golonka, J., Leśniak, T. & Waśkowska-Oliwa, A.
Paleocene bryozoan-algal allodapic limestones – Czerwin glauconitic sandstones – their geological position in the flysch of the Subsilesian Unit of Outer Carpathian in Poland
Paleocénne machovkovo-riasové alodapické vápence – czerwinské glaukonitické pieskovce – ich geologická pozícia vo flyši podsliezskej jednotky Vonkajších Karpát v Poľsku 263

Zuchiewicz, W.
Neotectonic studies in the Polish Carpathians
Neotektonické štúdiá v poľských Karpatoch 266

Túnyi, I., Márton, E., Žec, B. & Vass, D.
Paleomagnetizmus neovulkanitov Vihorlatských vrchov
Paleomagnetism of Neovolcanics of the Vihorlatské vrchy Mts. 268

Žec, B., Konečný, P. & Kráľ, J.
Geologická, vulkanologická a petrologická charakteristika andezitových dajok a nekov pri Ladomirove
Geological, volcanological and petrological characteristic of andesite dykes and necks near Ladomirov village 272

Šimon, L. & Maglay, J.
Datovanie sedimentov podložia lávového prúdu vulkánu Putikov vrch metódou opticky stimulovanej luminiscencie
Dating of sediments from the footwall of the lava flow of Putikov vrch volcano using method of optically stimulated luminescence 279

Bubík, M., Švábenická, L. & Stráník, Z.
Variegated beds from Blatnička in the Bílé Karpaty Unit: Results from the test trenches
Pestré vrstvy od Blatničky v bielokarpatskej jednotke: Výsledky z prieskumných rýh 282

Kovacs, M. & Fülöp, A.
Petrological and volcanological data of Piatra Rosie-Danesti extrusive Domes in Gutai Mts. (Eastern Carpathians, Romania)
Petrologické a vulkanologické dáta z extruzívnych dómov Piatra Rosie a Danesti v pohorí Gutai (Východné Karpaty, Rumunsko) 285

Túnyi, I., Žec, B., Márton, E. & Vass, D.
Nové paleomagnetické merania v južnej časti Slanských vrchov
New paleomagnetic measurements from southern part of the Slanské vrchy Mts. 288

Žec, B., Bónová, K., Košuth, M. & Ďuďa, R.
Nové výsledky zo štúdia andezitových telies formácie Lysá stráž – Oblík
New results from study of the Lysá stráž – Oblík Formation andesite bodies 292

Balogh, K., Itaya, T., Németh, K., Martin, U., Wijbrans, J. & Thanh, N. X.
Study of controversial K/Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of the Pliocene alkali basalt of Hegyestű, Balaton Highland, Hungary: A progress report
Štúdium kontroverzných K/Ar a $^{40}Ar/^{39}Ar$ vekov z pliocénnych alkalických bazaltov od Hegyestű, Balatonská hornatina, Maďarsko: Etapová správa 298

Gazdačko, Ľ. & Kobulský, J.
Vzťah vrstvovitosti, puklín a strižných pásov v južnej časti magurského príkrovu (oblasť Novej Kelče a Košaroviec)
Relation of bedding, jointing and shear bands in southern part of the Magura nappe (Nová Kelča and Košarovce areas) 301

Teťák, F.
Sedimentácia glaukonitových a kýčerských pieskovcov zlínskeho súvrstvia v západnej časti magurského bazéna (Javorníky, Kysuce)
Sedimentation of glauconitic and Kýčera Sandstones of Zlín Formation in the western part of the Magura Basin (Javorníky Mts., Kysuce region) 304

Oszczypko-Clowes, M.
Calcareous nannofossil of the youngest deposits from the Magura nappe tectonic windows (Outer Western Carpathians, Poland)
Vápnité nanofosílie z najmladších uložení v tektonickom okne magurského príkrovu (Vonkajšie Západné Karpaty, Poľsko) 307

Kováčik, M. & Bóna, J.
Sedimentologický charakter spodnej časti paleogénu račianskej jednotky magurského príkrovu pri Mrázovciach (vonkajšie flyšové pásmo, východné Slovensko)
Sedimentological character of lower part of Rača Unit Paleogene of Magura nappe at Mrázovce (Outer Flysch Belt, Eastern Slovakia) 310

Buček, S., Janočko, J. & Jacko, S. ml.
Biostratigrafia podtatranskej skupiny paleogénu severovýchodne od Humenských vrchov
Biostratigraphy of the Subtatran Group of Paleogene north-east of Humenské vrchy hills 315

Fulín, M. & Holec, P.
Poznámky k fosílnym spoločenstvám v bradle pri Beňatine
Remarks to fossil assemblages at klippe near Beňatina 321

Mihaliková, J., Oslanec, J., Janočko, J. & Jacko, S. ml.
Procesy a produkty recentnej sedimentácie na vysokohorských svahoch Tatier – príkladová štúdia z Bielovodskej doliny
Processes and products of recent sedimentation on high-mountain slopes of Tatra Mts.: A case study from the Biela voda valley 324

Prekopová, M. & Janočko, J.
Depozičný systém v Markušovciach – kužeľová delta s dominanciou záplav
Depositional system at Markušovce village: Fan delta with flooding dominance 327

Nagy, A., Baráth, I. & Fordinál, K.
Sedimentologická a stratigrafická charakteristika sarmatských proximálnych fácií na východnom okraji dunajskej panvy
Sedimentological and stratigraphic characteristic of Sarmatian proximal facies in eastern margin of Dunaj Basin 330

Kernátsová, J. & Vaněková, H.
Fosílne ekosystémy posledného glaciálu Trnavskej pahorkatiny
Fosil ecosystems of the last glacial in Trnava Upland 333

Beláček, B., Slámová, M. & Jančura, P.
Význam geológie v problematike typológie krajiny Slovenska
The significance of geology in the country typology in Slovakia 463

Slavkovský, J.
Postavenie vedy v tvorivej ľudskej činnosti a rozvoj geologického bádania
Place of science in creative human activity and development of geological investigation 465

ABSTRAKTY – ABSTRACTS

Bezák, V., Broska, I., Ivanička, J., Reichwalder, P., Vozár, J., Polák, M., Havrila, M., Mello, J., Biely, A., Plašienka, D., Potfaj, M., Konečný, V., Lexa, J., Kaličiak, M., Žec, B., Vass, D., Elečko, M., Janočko, J., Pereszlényi, M., Marko, F., Maglay, J. & Pristaš, J.
Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000
Tectonic map of Slovak Republic 1 : 500 000 467

Bezák, V.
Základné geologické mapovanie a nová edícia prehľadných geologických máp Slovenska v mierke 1 : 200 000
Principal geological mapping and a new edition of general geological maps of Slovakia in the scale 1 : 200 000 468

Molnár, F., Zelenka, T., Pécskay, Z., Bajnóczy, B. & Gatter, I.
Metallogeny of Paleogene and Neogene volcanic belts in Hungary
Metalogenéza paleogénnych a neogénnych vulkanických zón v Maďarsku 469

Pícha, F. J., Stránik, Z. & Krejčí, O.
Evolution of the Carpathian Flysch belt in Moravia and Western Slovakia
Vývoj karpatského flyšového pásma na Morave a Západnom Slovensku 469

Adámek, J.
Geological development, lithostratigraphy and petroleum potential of the Jurassic sediments in footwal of the Flysch belt and Carpathian Foredeep
Geologický vývoj, litostratigrafia a roponosný potenciál jurských sedimentov v podloží flyšového pásma a karpatskej predhlbne 470

Andráš, P., Stankovič, J., Adam, M., Kušnierová, M. & Chovan, M.
Biodegradácia rudných minerálov ložiska Pezinok
Biodegradácia rudných minerálov ložiska Pezinok 471

Bačo, P., Repčiak, M., Ďuďa, R. & Kotuľák, P.
Epitermálna mineralizácia vo východoslovenských neovulkanitoch
Epithermal mineralization in East Slovakian neovolcanites 471

Bačo, P. & Repčiak, M.
Nerudné nerastné suroviny východoslovenských neovulkanitov
Nonmetallic raw material of East Slovakian neovolcanites 472

Bezák, V., Hraško, Ľ. & Broska, I.
Vzťah granitoidných intrúzií k tektonike (Slovenské rudohorie-západná časť)
Relation of granitoid intrusions to tectonics (Slovak Ore Mts. – western part) 473

Polák, M., Bezák, V., Filo, I., Havrila, M., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Olšavský, M., Pristaš, J., Siman, P., Buček, S., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J. & Šimon, L.
Geologická mapa Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny v mierke 1 : 50 000
Geological map of Starohorské vrchy Hills, Čierťaž Hills and northern part of Zvolen Basin in the scale 1 : 50 000 473

Hoeck, V. & Ionescu, C.
Mesozoic ophiolites in the Eastern Carpathians (Romania)
Mezozoické ofiolity vo Východných Karpatoch (Rumunsko) 475

Bóna, J., Kováčik, M. & Kobulský, J.
Výskyt obrnených závalkov v recentnom fluviálnom prostredí pri Mrázovciach (východné Slovensko)
The occurrence of armored mud balls in the recent fluvial environment near Mrázovce village (Eastern Slovakia) 335

Kovalenker, V. A., Naumov, V. B., Prokofjev, V. J. & Jeleň, S.
Zloženie magmatických tavenín a evolúcia mineralizujúcich fluíd Au-Ag-Pb-Zn-Cu ložiska Banská Štiavnica – údaje zo štúdia inklúzií v mineráloch
Composition of magmatic melts and evolution of mineralizing fluids of the Au-Ag-Pb-Zn-Cu deposit Banská Štiavnica: Data from the mineral fluid inclusions study 338

Molnár, F.
Genetic model for the low sulphidation type epithermal systems of the Tokaj Mts., NE-Hungary
Genetický model nízkosulfidačného typu epitermálneho systému v pohorí Tokaj, severovýchodné Maďarsko 340

Grecula, P. & Radvanec, M.
Vek sideritovo-sulfidickej mineralizácie gemerika: variský alebo alpínsky?
Age of vein siderite-sulphide mineralization in Gemericum: Variscan or Alpine? 343

Ďuďa, R.
Vývoj mineralógie Slovenska
Evolution of Slovakian mineralogy 346

Bónová, K., Jacko, S., Broska, I. & Siman, P.
Príspevok ku geochémii a geochronológii leukogranitov Braniska
Contribution to geochemistry and geochronology of Branisko leucogranites 349

Broska, I. & Hrdlička, M.
Distribúcia allanitu a monazitu v granitoidoch suity typu I a S
Distribution of allanite and monazite in granitoid suite of I and S types 351

Radvanec, M.
Prehnit-pyroxenit na lokalite Danková
Prehnite-pyroxenite from the Danková locality 353

Ionescu, C. & Hoeck, V.
Brucite deposits from the Apuseni Mts. (Romania)
Ložiská brucitu v pohorí Apuseni (Rumunsko) 358

Stankovič, J., Gastaldi, D. & Rinaudo, C.
Ramanova spektroskopia minerálov skupiny serpentínu metaultramafických hornín Západných Karpát
Raman spectroscopy of serpentine-group minerals from metaultramafic rocks in the Western Carpathians 361

Gméling, K. & Pécskay, Z.
Boron content of Miocene calc-alkaline volcanic core samples from the Trans-Tisza Region (Hungary)
Obsah bóru vo vzorkách miocénnych vápenato-alkalických vulkanitov z regiónu Tiszy (Maďarsko) 363

Košuth, M.
Charakteristika biotitických xenolitov z Brestova, Slanské vrchy
Characterization of biotite xenoliths from Brestov, Slanské vrchy Mts. 367

Malý, K. D. & Cajz, V.
Quartzites beneath pyroclastic flows – mineralogical aspects
Kvarcity pod pyroklastickými uloženinami – mineralogické aspekty 370

Sitášová, E.
Banské haldy v Slanských vrchoch a v Merníku – geochemické vlastnosti a ich vplyv na vegetáciu
Geochemical conditions of selected mining dumps in the Slanské vrchy Mts. and Merník locality and their influence on vegetation 372

Hroncová, Z. & Vavrová, J.
Význam analýzy minerálneho zloženia vybraných nerudných surovín pre ich využívanie
The importance of mineral composition analysis for the use of selected industrial minerals . . . 375

Kovaničová, L. & Čechovská, K.
Sklárske piesky Slovenska
Glass sands from Slovakia . . . 378

Tuček, L. & Derco, J.
Mineralogickotechnologické vlastnosti bentonitu zo slovenských ložísk a možnosti jeho využívania
Mineralogical-technological characteristics of bentonite from Slovak deposits and possibilities of its use . . . 384

Adamcová, R. & Haasová, Z.
Vybrané fyzikálne vlastnosti bentonitu pre úložisko rádioaktívneho odpadu
Selected physical parameters of bentonite for the deposit of radioactive waste . . . 387

Zuberec, J.
Akumulácia ušľachtilých nerastov v klastogénnych sedimentoch kvartéru a neogénu niektorých oblastí Západných Karpát
Accumulation of rare minerals in clastogenic Quaternary and Neogene sediments of some areas of Western Carpathians . . . 390

Kovaničová, L.
Horniny s obsahom turmalínu a ich environmentálne využívanie
Tourmaline-bearing rocks and their environmental use . . . 393

Tuček, L. & Derco, J.
Nové možnosti využívania slovenského magnezitu
New possibilities of the use of Slovak magnesite . . . 396

Derco, J. & Tuček, L.
Mastenec a mastencové horniny – možnosti komplexného využívania
Talc and talcose rocks: Possibilities of complex use . . . 399

Vavrová, J. & Janega, A.
Výskum efektívnej pórovitosti a jej vplyvu na technologické vlastnosti vulkanických hornín
Investigation of effective porosity and its influence on technological properties of volcanic rocks . . . 402

Juhanová, S.
Aplikácia modelu 3E (environment – ekonomika – etika) pri ťažbe uhoľného plynu, splyňovaní uhlia a využívaní získaného plynu
Application of the 3E (environment – economics – ethics) model during exploitation of coal gas, gasifying of coal and use of obtained gas . . . 406

Krejčí, O.
Slope instability hazard evaluation in the Flysch Western Carpathians (Czech Republic) in comparison with standards of European Commission
Posudzovanie rizík svahovej nestability vo flyši Západných Karpát (Česká republika) v porovnaní so štandardmi Európskej komisie . . . 409

Iglárová, L., Wagner, P. & Bartoš, P.
Metódy monitoringu stabilitného stavu skalného zárezu na príklade lokality Demjata
Methods of monitoring of rock cut stability state: The case of the Demjata locality . . . 413

Nováková, D. & Guevara, R. J. M.
Hydrogeologická štúdia severnej časti departamentu La Libertad, San Salvador a Cuscatlán (Salvádor)
Hydrogeological study of northern part of department La Libertad, San Salvador and Cuscatlán (Salvádor) . . . 416

Tometz, L. & Kočíková, L.
Hydrogeológia ako súčasť geologického prieskumu životného prostredia
Hydrogeology as an integral part of geological survey of living environment . . . 418

Marcin, D. & Zakovič, M.
Hydrogeologická štruktúra minerálnej vody Ľubovnianskych kúpeľov
Hydrogeological structure of mineral waters in Ľubovňa Spa 420

Olekšák, S. & Jetel, J.
Aplikácia nepriamej hydrometrickej metódy odhadu prietočnosti v neovulkanitoch východného Slovenska
Applying indirect hydrometric method of transmissivity estimate in neovolcanic rocks of Eastern Slovakia 423

Pramuka, S.
Geochémia riečnych sedimentov povodia Popradu
Geochemistry of Poprad river Basin stream sediments 425

Müller, P., Hanák, J., Boháček, Z., Toul, J., Müllerová, H. & Kovářová, M.
Survey of the contamination of reservoir and pond sediments in the Czech Republic
Prieskum kontaminácie sedimentov vodných nádrží a rybníkov v Českej republike 427

Burčová, M.
Antropogénne ovplyvnenie kvality podzemnej vody kvartérnych kolektorov v juhovýchodnej časti Košickej kotliny
Anthropogenic influence on quality of underground water of Quaternary collectors in south-eastern part of the Košice Basin ... 430

Bachňák, M.
Staré ekologické záťaže Slovenského krasu
Old ecological loads in Slovak Karst 432

Čurlík, J.
Geogénne a antropogénne zdroje kontaminácie pôdy na Slovensku a ich potenciálny negatívny vplyv na životné prostredie
Geogenic and anthropogenic sources of soil contamination in Slovakia and their potentially negative influence on living environment 435

Polc, R.
Prejavy atmosférickej kontaminácie pôdy v Levočských vrchoch, Branisku a Čiernej hore
Atmospheric soil contamination in Levočské vrchy Mts., Branisko and Čierna hora Mts. 438

Baláž, B. & Žec, B.
Geologické dedičstvo a geoturizmus v Slovenskej republike
Geological heritage and geotourism in Slovak Republic 441

Konečný, V., Lexa, J., Smolka, J., Hurtík, Š., Šinsky, M. & Tončík, M.
Banskoštiavnický geopark
The Banská Štiavnica Geopark 444

Žec, B., Stercz, M. & Žecová, K.
Geological heritage, geological sites and geotourism the Vihorlatské vrchy Mts. (Slovakia)
Geologické dedičstvo, záujmové lokality a geoturistika vo Vihorlatských vrchoch (Slovensko) 448

Bizubová, M. & Turanová, L.
Geologické exkurzie – súčasnosť a budúcnosť
Geological excursions: Recent and future 452

Pivko, D.
Netradičné geologické exkurzie v centrách miest
Unconventional geological excursion in the city centres 454

Elečko, M., Vass, D., Konečný, V., Gaálová, K. & Gaál, L.
Geologicko-náučná mapa Cerovej vrchoviny v mierke 1 : 50 000
Geological-educational map of the Cerová vrchovina Upland in the scale 1 : 50 000 456

Žec, B., Kaličiaková, E., Žecová, K., Stercz, M., Rovňák, L. & Palko, L.
Geologicko-náučná mapa Vihorlatských vrchov
Geological-educational map of the Vihorlatské vrchy Mts. 459

Skawińska, J.
Development of Jurassic basin of Miechów Trough on the basis of subsidence analysis and its influence on paleohydrodynamic conditions
Vývoj jurského bazéna miechowského trógu na báze analýzy subsidencie a jej vplyvu na paleohydrodynamické podmienky . . 487

Zlinská, A.
Nové výsledky štúdia zbudzského súvrstvia vo vrte P-3 (Zbudza) na základe foraminifer (východoslovenská panva)
New results of study of Zbudza Formation in borehole P-3 (Zbudza) based on foraminifers (East Slovakian Basin) 488

Rajchel, L., Rajchel, J., Ratajczak, T. & Rzepa, G.
Mineralogical investigations of carbonated water deposits from the area of Polish Carpathians
Mineralogický výskum uloženín vápnitých vôd z územia poľských Karpát 488

Rajchel, L. & Rajchel, J.
Remarks on carbonated waters and waters containing carbon dioxide in the Polish Carpathians
Poznámky k vápnitým vodám a vodám s obsahom CO_2 v poľských Karpatoch 489

Spišák, Z. & Varga, M.
Havarijný zosuv v Plavnici a návrh jeho sanácie
Emergency landslide in Plavnica village and suggestion of its remedy 490

Briestenský, M.
Monitoring tektonických pohybov v dobrovodskej zlomovej zóne
Monitoring of tectonic movements in Dobrá Voda fault zone 490

Tuček, L.
Nerastné suroviny efektívnejšie a ekologickejšie
Industrial minerals more effectively and more ecologically 491

Tuček, L., Stercz, M. & Németh, Z.
Kontrola správnosti analytických stanovení složiek v produktoch pri laboratórnej úprave nerastných surovín
Correctness control of analytical tests of components in products by laboratory methods of ore dressing 492

Rajchel, J.
Carpathian rocks in the architecture of Cracow
Horniny Karpát v architektúre Krakova 493

Papp, D. C. & Nitoi, E.
Geodiversity in the East Carpathians: The use of geological sites in education and sustainable regional development
Geodiverzita vo Východných Karpatoch: Využite geologických lokalít pri vzdelávaní a trvale udržateľnom regionálnom rozvoji 493

GeoVestník

Koděra, P., Huraiová, M., Prochaska, W. & Hurai, V.
Alternatívne modely vzniku magnezitu v Západných Karpatoch na základe štúdia fluidných inklúzií a stabilných izotopov
Alternative models of magnesite origin in Western Carpathians based on fluid inclusions and stable isotopes studies 476

Demko, R. & Olšavský, M.
Subofitické klinopyroxény bázických subvulkanických telies vo vrchnokarbónskych sedimentoch Západných Karpát
Subophitic clinopyroxenes of basic subvolcanic bodies in Upper Carboniferous sediments of Western Carpathians 477

Ferenc, Š. & Maťo, Ľ.
The Pb-bearing tetrahedrite from the Cinobaňa – Jarčanisko deposit, Slovenské rudohorie Mts., Slovak Republic
Tetraedrit so zvýšeným obsahom Pb z ložiska Cinobaňa – Jarčanisko, Slovenské rudohorie 478

Fordinál, K., Zlinská, A. & Nagy, A.
Vývoj karpatských sedimentov v severnej časti dunajskej panvy
Development of Karpathian sediments in northern part of Dunaj Basin 479

Konečný, P.
Datovanie monazitu pomocou EMPA
Monazite dating using EMPA methodology 479

Nitoi, E. & Papp, D. C.
Thermal metamorphism, melting and chemical interaction between enclaves and the host magmas in subvolcanic zone (East Carpathians, Romania): An overview
Termická metamorfóza, tavenie a chemická interakcia medzi enklávami a hostiteľskou magmou v subvulkanickej zóne (Východné Karpaty, Rumunsko): Prehľad 480

Kováčik, M.
Litostratigrafický vývoj vo východnej časti gelnickej skupiny gemerika
Lithostratigraphic development in the eastern part of Gelnica Group of Gemericum 481

Olšavský, M.
Charakter permsko-triasového rozhrania v hroniku na lokalite Šalková (Bystrické podolie)
Character of Permo-Triassic boundary in Hronicum in the locality Šalková (Bystrica valley) 482

Kráľ, J., Hók, J. & Čech, P.
Geochronológia granitoidných hornín Tribeča
Geochronology of Tribeč granitoid rocks 482

Pécskay, Z., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J. & Žec, B.
Timing of volcanic activity in the Vihorlatské vrchy mountain range, Eastern Slovakia
Datovanie vulkanickej aktivity v horskej reťazi Vihorlatských vrchov, Východné Slovensko 483

Pécskay, Z., Molnár, F., Zelenka, T. & Itaya, T.
K-Ar ages for the formation of illite deposit at the Korom Hill, Tokaj Mts., Hungary
K-Ar veky vzniku ilitového ložiska na vrchu Korom, Tokajské pohorie, Maďarsko 484

Wójcik-Tabol, P.
Inorganic geochemistry and foraminiferal association: Paleoredox indicators. Example of the Cenomanian–Turonian boundary anoxic event in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland)
Anorganická geochémia a asociácie foraminifer: Indikácia paleo-redox potenciálu. Príklad z anoxickej udalosti z cenomansko-turónskeho rozhrania v pieninskom bradlovom pásme (Karpaty, Poľsko) 485

Salata, D.
Composition of garnets from the Upper Cretaceous-Paleocene deposits of the Magura nappe (Polish Flysch Carpathians)
Zloženie granátov z vrchnokriedovo-paleocénnych uložení magurského príkrovu (flyšová zóna Karpát v Poľsku) 486

Salata, D.
Heavy minerals of the Late Cretaceous-Paleocene deposits of the Magura nappe (Polish Flysch Carpathians)
Ťažké minerály vo vrchnokriedovo-paleocénnych uloženinách magurského príkrovu 486

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 165–170

Spomienka na osobnosti slovenskej geológie pochádzajúce z východného Slovenska a na tých, ktorí sa vedno s nimi zaslúžili o jeho rozvoj

PAVOL GRECULA

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika
grecula@gssr-ke.sk

(Doručené 26. 5. 2005)

Spomeňme si na tých, ktorí tu už nie sú,
lebo položili základy nášho poznania
a napredovania

Úvod

Poslanie geológie sa oproti minulosti podstatne zmenilo a táto veda sa dostala pod mimoriadne silný ekonomický tlak. Mnohé z jej pôvodných úloh – základné mapovanie a hľadanie zdrojov energie a nerastov – sa v rade krajín, aspoň pokiaľ ide o základnú úroveň poznania, už viac-menej splnili. Posun ekonomiky štátov od ťažkého priemyslu s veľkou potrebou a spotrebou nerastných surovín na služby, ekológiu a elektronický priemysel nastúpený nový trend geologického výskumu a prieskumu ako azda nikdy predtým zrýchľuje. Preto ak sa motto tohto príspevku nebude zdať priliehavé k téme, isto každý uzná, že aj to nové, čo sa na tomto kongrese predstavuje, je len a len v zdokonalenej podobe pokračovaním toho, čo tí, o ktorých bude reč, v čase, v ktorom žili a tvorili, zistili, vyskúmali, čomu porozumeli, čo zdokumentovali a čo nám v poznatkovej podobe nezištne odovzdali.

Naše poznanie prírodných zákonov je o čosi dokonalejšie ako tých, ktorí už medzi nami nie sú, ale má stále rovnaký cieľ – slúžiť potrebám spoločnosti a dbať o to, aby sa dostali do súladu s často konfliktnými hodnotami ekonomického rastu, s ľudským zdravím, krásou prírody a napokon aj s tradičným spôsobom života. A keďže pokrok v náuke o Zemi – o neživej prírode krajiny, ktorú obývame – je aj neodškriepiteľnou súčasťou kultúrnej vyspelosti národa, potom uznávame, že v tejto národnej pokladnici majú svoj veľký vklad aj naši predkovia, ktorých na tomto mieste spomenieme.

Kongres Slovenskej geologickej spoločnosti sa tematicky venuje najmä geológii východného Slovenska, a preto sa aj sústredíme na rodákov z tejto oblasti. Je ich veľa a nesporne si zaslúžia, aby sme spomenuli ich vklad do mozaiky poznania geológie východného Slovenska. V príspevku spomenieme všetkých významnejších zahraničných (z dnešného pohľadu) bádateľov, a to do prvých rokov po 2. svetovej vojne, lebo v ňon sa položili základy ďalšieho geologického výskumu územia, čo si vyžiadalo veľa úsilia a obetavosti. Tým im zároveň chceme vyjadriť vďaku za príspevok do celej slovenskej geológie. Osobitne si spomenieme na tých, ktorí sa na východnom Slovensku narodili, naše rady už opustili a ich celoživotné dielo má celokarpatský význam. Nezabudneme ani na tých, ktorí sa na východe Slovenska nenarodili, ale pri štúdiu geológie východného Slovenska sa tu cítili ako doma a prispeli do jeho rozvoja.

Osobnosti geológie, ktorí povzniesli úroveň geológie východného Slovenska od najstarších čias do 60. rokov 20. stor.

Geológovia, ktorí pracovali v paleozoických útvaroch

Po 2. svetovej vojne bolo najskúmanejším územím východného Slovenska Spišsko-gemerské rudohorie, ale záujmom oň sa vyznačovalo aj predvojnové obdobie. Obidve obdobia sa veľmi odlišujú národnostným zložením bádateľov, čo je napokon charakteristické pre celé východné Slovensko.

V predvojnovom období na východnom Slovensku pôsobili českí, rakúski, maďarskí aj nemeckí geológovia. Väčšina z nich tu trvalejšie pracovala aj niekoľko rokov, iní iba krátko alebo sa opakovane do Spišsko-gemerského rudohoria vracali s rozličným vedeckým alebo odborno-montanistickým poslaním, napr. J. C. Fichtel (1780–1791), A. Kiš (1851), F. Hauer (1852, 1869), G. Faller (1868), B. Cotta (1861–1862), A. Groddeck (1885), F. Adrian (1837–1868), L. Zejszner (1853), L. Maderspach (1875–1880), S. Roth (1855–1881), D. Štúr (1869), F. W. Foit (1901), E. Kiš (1901), V. Illés (1902–1904), A. Gessel

(1901–1905), J. Dologh (1902–1911), K. Zimáni (1904–1932), F. Schafarzik (1902–1905), J. Böckh (1905), G. Eisele (1907), J. Wick (1911), J. Woldřich (1911–1927), P. Rozlozsnik (1911–1935), E. Bender (1915–1921), K. Papp (1919), J. Klein (1920–1935), O. Hynie (1922), L. Klekner (1922), G. Rakusz (1923–1932), L. Zelenka (1927–1930), K. A. Redlich (1927–1934), O. Kodym (1927–1951), F. Ulrich (1928–1937), A. Matějka (1929–1930), E. Berats (1930–1944), J. Šuf (1930–1963), W. Lambrecht (1931), B. Bouček (1931–1960), H. Schneiderhöhn (1931), J. Vachtl (1933–1940), F. Prantl (1934), F. Heritsch (1934), S. Koch (1934), V. Zoubek (1936), R. Kettner (1938), D. Andrusov (1937–1953), A. Földváry (1940–1948), B. Kordiuk (1941), F. Lotze (1942) a i.

Po 2. svetovej vojne počet slovenských geológov zúčastňujúcich sa na geologickom výskume a prieskume nerastných surovín nielen Spišsko-gemerského rudohoria, ale aj celých slovenských Západných Karpát podstatne vzrástol. Podobná situácia bola aj v banských podnikoch. Do rozvoja geológie prispeli aj českí geológovia, a to najmä pri mineralogickom výskume rudných ložísk (J. H. Bernard, 1954–1964, V. Hanuš, 1957–1963, F. Novák, 1959–1967, M. Píša, 1955–1967 a Z. Trdlička, 1960–1965). Geologickej stavbe, metalogenéze a ložiskovým prognózam sa venoval M. Máška (1955–1960) a z nemeckých geológov Schönenberg (1946). Veľká skupina českých geológov robila výskum konkrétnych ložísk, napr. J. Koutek (1947–1949, Nandraž, Rudňany), Z. Vejnár (1948, Železník), L. Odehnal (1950–1972, Nižná Slaná, Prakovce – Kluknava, Klátov, Gelnica), J. Konta (1952–1954, bauxit Markušovce), A. Matějka (1958, bauxit Drienovec), J. Pokorný (1953–1957, Sb ložiská, Smolník), M. Kužvart (1954–1960, mastencové ložiská), J. Kotásek (1958–1965, geofyzikálne práce), M. Krs (1962–1964, geofyzikálne práce). Karbónsku paleoflóru skúmal F. Němejc (1961) a faunu A. Přibyl (1953–1960).

Mohutný nástup geologického výskumu gemerika resp. celého Slovenska po 2. svetovej vojne nepochybne súvisel so zabezpečovaním nerastných surovín na obnovu vojnou zničeného priemyslu. Dôležitým predpokladom na splnenie tohto cieľa na Slovensku aj kvalifikované personálne zázemie. To sa tvorilo už počas existencie Slovenského štátu, keď slovenské školstvo vychovalo prvých absolventov geológov, ale ozajstný masovejší nástup slovenských geológov nastal až po roku 1945. Povojnová spišsko-gemerská avantgarda sa skladala z nových absolventov, ako aj zo skúsených geológov (D. Andrusov, J. Kamenický, M. Maheľ, O. Fusán, M. Kuthan, J. Bystrický, L. Kamenický, B. Cambel, M. Mišík, R. Marschalko, M. Ivanov, J. Beňo, T. Gregor, Š. Ogurčák, I. Čillík, J. Pecho, J. Litavec, J. Bartalský, S. Hladík, T. Furiel, Á. Abonyi, A. Suchár, V. Pikart, Ľ. Ulehla, M. Ťapák, R. Ševčík, P. Korpeľ a i.), ktorí v Spišsko-gemerskom rudohorí začali novodobý výskum a prieskum a jeho prvé výsledky zverejnili už na začiatku 50. rokov 20. stor.

Zo Zemplínskych vrchov prvé údaje o karbóne uviedol F. S. Beudant (1822), O. Hingenau (1858), P. Partsch (1850), F. Hauer (1859) a D. Štúr (1877). Prvú geologickú mapu územia vyhotovil H. Wolf (1859) a prvý na nej karbónske súvrstvia rozčlenil. Prvú významnú štúdiu o karbóne Zemplínskych vrchov napísal G. Szadeczki (1897) a neskôr na ňu nadviazal J. Böckh (1905, 1910). Územie geologicky znova zmapoval I. Ferenczi (1943), ktorý zhodnotil aj uhľonosnosť karbónu (1940, 1944). Karbónsku flóru študoval V. Šusta (1931), F. Němejc (1953), B. Bouček a A. Přibyl (1959).

Z tých, ktorí už nie sú medzi nami, spomenieme aspoň niekoľkých.

Ing. Pavol (Pál) Rozlozsnik (24. 12. 1880 Hnilčík-Bindt–24. 8. 1940 Budapešť), absolvent Baníckej a lesníckej akadémie v Banskej Štiavnici, v istom období zástupca riaditeľa Geologického ústavu v Budapešti, člen Maďarskej akadémie vied, sa venoval geologickému vyskumu Sedmohradska, hnedouhoľným ložiskám v Rumunsku a Maďarsku, ale aj výskumu eocénnych numulitov. Pre nás sú veľmi cenné výsledky jeho prác v Smolníku, ale najmä v Dobšinej a v Zlatej Idke zhrnuté v monografii. Podrobne v nej opísal rudné žily, ich perspektívu a hospodársky význam, ale aj petrograficky charakterizoval granit, tzv. karpatskú rulu, porfyroid a klastické sedimenty. Cenné sú aj jeho údaje o rulovitých horninách, ktoré vznikli z hornín kyslého vulkanizmu a sedimentov. Na rozdiel od svojich predchodcov aj nasledovníkov nimi poukázal na to, že sa v gemeriku uplatnili aj podmienky vyššieho stupňa metamorfózy. Podobne aj skupinu hornín z okolia Dobšinej, ktoré rozliční autori označili ako gabro, diorit, gabrodiorit alebo amfibolit, Rozlozsnik pokladal za polymetamorfované horniny rakoveckej série z obdobia predstrednokarbónskych granitizačných udalostí, čím sa priblížil k súčasným predstavám o metamorfóze v gemeriku. Do geologickej literatúry zaviedol aj nové názvy, napr. bindtský zlepenec, zrejme na počesť svojho rodiska (neskôr neprávom premenovaný na bindtsko-rudniansky resp. rudniansky). G. Pantó pri storočnici Maďarského geologického ústavu v roku 1969 Rozlozsnika charakterizoval ako *„jedného z veľkých osobnosti nielen ústavu, ale aj celej uhorskej a neskôr maďarskej geológie, veľkého tvorcu syntéz, ekonomicky mysliaceho a kreatívneho geológa. Jeho široký rozhľad a detailné výskumy v Spišsko-gemerskom rudohorí sú koncentrované v jeho monografii o Dobšinej (1935), na ktoré neskôr nadviazal L. Rozložník."*

Prof. RNDr. Jakub Kamenický, DrSc. (17. 3. 1917 Veľký Folkmár–27. 2. 1997 Bratislava), sa petrologickému výskumu venoval od skončenia štúdií – okrem rokov na konci 2. svetovej vojny, keď sa s M. Kuthanom hneď po prechode frontu v Košiciach venoval povojnovému usporiadaniu geológie na Slovensku, a neskôr v Bratislave, najmä organizačnému budovaniu Štátneho geologického ústavu. Po príchode na Fakultu geologicko-geografických vied v Bratislave jeho úsilie smerovalo k založeniu katedry petrológie (1957), ktorá sa stala liahňou petrografov a „kryštalinikárov". Jeho pomoc si mimoriadne cenili geológovia vyhľadávajúci rudné ložiská v oblasti Rudnian, Sloviniek, Gelnice, Folkmára, Dobšinej a Mlynkov, kde po vojne bolo treba obnoviť ťažbu rúd a nájsť nové zdroje rúd. Výsledkom jeho prieskumnej

aktivity je aj zovšeobecnenie poznatkov o kyslom vulkanizme gelnickej série. Petrografický a chemicky definoval dva typy kremenného porfýru, popolový a kryštálový tuf a tufit. Spolu s L. Kamenickým prví podrobne a moderne petrologicky charakterizovali granity gemerika, a to aj vo vzťahu k zrudneniu, ako aj ostatné horniny, najmä staršieho paleozoika. 50. roky 20. stor. sa pre J. Kamenického vyznačovali mimoriadne veľkou výskumnou aktivitou. Okrem už spomenutých tém sa venoval serpentinitom a glaukofanitom gemerika, metamorfným premenám hornín a ich charakteristickým minerálnym asociáciám. Popri gemeriku sa zaoberal aj ostatnými západokarpatskými kryštalinickými pohoriami, čo vyústilo do celokarpatských koncepcií, a to najmä v problematike metamorfózy, variskej tektoniky a predkarbónskych útvarov. Ako zástanca predkambrického veku veľkej časti západokarpatského kryštalinika bol s L. Kamenickým autorom kapitoly Precambrian of the West Carpathians v monografii, ktorú redigoval Zoubek, Precambrian in younger fold belts European Variscides, the Carpathians and Balkan (1988). Na sklonku života sa vrátil do gemerika s podobným poslaním, akým začínal – konzultovať a radiť mladým začínajúcim absolventom. Hoci výskumom v prvom období svojej činnosti v gemeriku nezistil amfibolitovú fáciu, s pochopením akceptoval prácu svojich žiakov a vrelo odporučil do tlače ich príspevok o výskyte amfibolitov a rúl v gemeriku. Aj v tom sa prejavil ako veľká osobnosť slovenskej geológie.

Ing. RNDr. Ján Kantor, CSc. (3. 3. 1921 Poprad–7. 3. 1997 Bratislava), tiež patril do povojnovej avantgardy a jeho prvá činnosť v gemeriku smerovala do oblasti Poproča a Spišskej bane (Sb, W). Neskôr sa venoval Mn zrudneniu v Čučme a v Bystrom potoku, ako aj sulfidickému ložisku Alžbeta, U zrudneniu v severogemerickom perme a serpentinitom a diabázom južnej časti gemerika. V druhej polovici 50. rokov začal budovať v ČSR prvé geochronologické laboratórium v GÚDŠ a bol zakladateľom geochronologického a izotopového výskumu u nás. Prvý geochronologický údaj 98 mil. rokov betliarskeho granitu metódou $^{40}A/^{40}K$ z roku 1957 sa stal v tom čase oporným bodom datovania nielen alpínskeho veku gemerického granitu, ale poslúžil aj na potvrdenie názoru o alpínskom veku mineralizačných a tektonických procesov gemerika. J. Kantor svoj záujem sústredil aj na geochronologický výskum kryštalinika veporika, ako aj ostatných kryštalinických západokarpatských jadier. Neskôr sa venoval izotopickému výskumu Pb a S zo sulfidických ložísk. Výsledky štúdia stabilných izotopov boli podkladom na zmenu náhľadov na genézu ložísk alebo východiskom na koncipovanie moderných genetických modelov ložísk.

Ing. Prof. Ladislav Rozložník, DrSc. (5. 3. 1930 Rákoš–8. 10. 1990 Košice), sa od začiatku svojej profesionálnej kariéry venoval oblasti Dobšinej, a to tak litologicko-stratigrafickým, ako aj metamorfným a tektonickým otázkam a výsledky riešenia aplikoval na rudné ložiská tejto oblasti. Nadviazal na rad svojich významných predchodcov, ktorých Dobšiná unikátnymi geologickými a ložiskovými fenoménmi lákala od pradávna. Ich výsledky nekopíroval, ale podrobným výskumom ich dopĺňal aj korigoval, ale predovšetkým z nich vyvodil nové tektonické a metalogenetické závery. Potvrdil napr. Rozlozsnikovo zistenie o tektonickom styku gelnickej a rakoveckej série, no doplnil ho tým, že sa gelnická séria na rakoveckú musela nasunúť pred sedimentáciou stredného karbónu na zvrásnené staropaleozoické komplexy, pretože karbónske súvrstvia násunovú plochu diskordantne prekrývajú a obsahujú obliaky podložných hornín. Definoval napr. povrchový a hĺbinný tektonický štýl, čo z hľadiska prognóz rudných surovín, ktorých väzbu spájal s hĺbinným tektonickým štýlom, malo pre oblasť gemerika veľký význam. Jeho ďalší ložiskový výskum v oblasti Zlatej Idky, ako aj v iných rudných rajónoch gemerika bol podkladom pre rad publikovaných prác o metalogenetickej problematike gemerika a prognózovaní rudných ložísk, ktoré pokladal za alpínske a vo svojich starších prácach spájal s granitovým magmatizmom. L. Rozložník v ostatných rokoch usúdil, že zdrojom rudných fluíd sideritovej formácie by malo byť hypotetické magmatické teleso bázickej povahy v podloží gemerika. Riešenie metalogenetickej problematiky gemerika aplikoval aj na podobné západokarpatské metalogenetické rajóny.

Osobnosti geológie, ktoré pracovali v mezozoických útvaroch

Výskum mezozoika na východnom Slovensku, najmä v Spišsko-gemerskom rudohorí, sa podobne ako v iných častiach Západných Karpát začal v 19. stor. Najprv to boli iba cestopisné správy (F. S. Beudant, 1818). M. Maheľ za najstaršiu vedeckú prácu o mezozoiku Spišsko-gemerského rudohoria pokladal prácu D. Štúra (1869), ktorého výsledky sú aj na mape F. Hauera (1869) a vzal ich do ohľadu aj V. Uhlig (1903, 1907). O mezozoických útvaroch sa zmienil M. Limanowski (1913) v súvislosti s vyčlenením spišského príkrovu a na J gemerika F. Rabowski (1926) pri definovaní „poludniowej plaszczowiny triasowej".

Prvý detailnejší výskum Stratenskej hornatiny urobil V. Illés (1904, 1908) a nadviazal naň J. Woldřich (1912, 1927), R. Kettner (1922), L. Zelenka (1927) a D. Andrusov (1936). Podrobnejšie ju v rokoch 1937–1948 geologicky zmapoval R. Kettner (1937), A. Csisko (1942) a R. Schönenberg (1948). Bol to podklad na vytvorenie ucelenejších predstáv o stratigrafii a tektonike severogemerického mezozoika. V povojnovom období popri A. Bielom (1955, 1956) dovtedy najdôkladnejší výskum Stratenskej hornatiny a Galmusu urobil M. Maheľ (1950–1957).

Mezozoikum na J gemerika prilákalo viac geológov ako na jeho S. Spočiatku sa záujem sústredil na geologicky a ložiskovo zaujímavé oblasti, napr. Drnavy (L. Maderspach, 1878, J. Stürzenbaum, 1879), Silickej planiny (J. Böckh, 1909, Š. Vitális, 1909, Z. Roth, 1939, J. Pia, 1940) a neskôr aj na väčšie územia Slovenského krasu (Z. Schréter, 1935; J. Šuf, 1936, 1939; D. Andrusov, 1939). V 40. rokoch 20. stor. bola predmetom záujmu celá mezozoická oblasť Slovenský kras – Aggtelek

(K. Balogh, 1940–1948, J. Noszky, 1948). Po 2. svetovej vojne sa výskum zintenzívnil na slovenskej aj na maďarskej strane s cieľom vyhľadať nové zdroje nerastných surovín. Zúčastnili sa na ňom slovenskí, českí a maďarskí geológovia – D. Andrusov (1953–1955), K. Balogh (1950–1961), J. Bystrický (1954–1963), C. Pantó (1953–1956), M. Maheľ (1950–1954), M. Mišík (1953), J. Kováčik (1955), O. Fusán (1954–1961), A. Nemčok (1953), V. Homola (1951–1952), L. Bartkó (1953) a i.

Mezozoikom bradlového pásma sa zaoberal C. M. Paul (1869), D. Andrusov (1929, 1931, 1938), K. Birkenmajer (1956, 1960), Z. Roth (1940) a H. Świdziński (1962).

Triasové útvary v Zemplínskych vrchoch študoval H. Wolf (1869), G. Szadecki (1897), I. Ferenczi (1943), A. Matějka a Z. Roth (1950).

RNDr. Jenö Noszky Jr., CSc. (15. 4. 1909, Kežmarok), riaditeľ Maďarského geologického ústavu v rokoch 1953–1956, sa venoval hlavne geologickému mapovaniu mezozoických útvarov Slovenského krasu spolu s K. Baloghom, L. Bartkom, A. Földvárim a s A. Telekim. Na základe vápnitých rias rozdelili wettersteinské vápence na ladin a anis a vyčlenili aj komplexy karnu a norika.

Akademik Michal Maheľ (19. 8. 1920 Trhovište–7. 8. 1999 Bratislava), jedna z najväčších osobností slovenskej geológie, v rokoch po 2. svetovej vojne pracoval aj v gemeriku, a to v oblasti medzi Košicami, Klátovom a Krompachmi, ako aj v južnom gemeriku. Výsledkom jeho výskumu sú návrhy litostratigrafie paleozoika študovaných oblastí gemerika a hodnotenie ekonomického významu rudných a evaporitových ložísk. Koncom 50. rokov 20. stor. (už aj ako riaditeľ Štátneho geologického ústavu) sa zaoberal aj mezozoickými sériami, najmä severogemerickou synklinálou a Stratenskou hornatinou a jeho výsledky sa aj v súčasnosti považujú za dominantné pre stratigrafiu a tektoniku týchto regiónov. Začal organizovať systematický geologický výskum a geologické mapovanie celého územia Slovenska s vyústením do tvorby a publikovania generálnych geologických máp v mierke 1 : 200 000 a monografie Regionálna geológia ČSSR (1967, 2. diel), ktoré sa stali základnými dielami o geológii Slovenska. Medzinárodné uznanie získal predovšetkým prácami o zlomovej a príkrovovej tektonike karpatského horstva, ktoré prezentoval najmä na tektonickej mape karpatsko-balkánskeho systému. Za túto mapu a sprievodnú monografiu dostal významné medzinárodné ocenenie. Medzi nespočetné Maheľove aktivity patrí aj organizovanie veľmi populárnych celoštátnych tektonických konferencií a vykonávanie mnohých funkcií v domácich aj medzinárodných organizáciách, komisiách, redakciách odborných časopisov, ako aj pedagogická činnosť.

RNDr. Ján Bystrický, DrSc. (13. 5. 1922 Levoča–3. 6. 1986 Bratislava), vynikajúci fytopaleontológ a stratigraf karbonátov západokarpatského triasu, výskumom zelených rias (Dasycladacea) dosiahol svetové uznanie a s ním potom súviseli aj funkcie v medzinárodných inštitúciách a komisiách, ako aj organizovanie medzinárodného korelačného programu zameraného na vývoj triasu v mediteránnej oblasti. Začiatkom 50. rokov 20. stor. sa podobne ako mnoho ďalších geológov zaradil do spišsko-gemerského kolektívu na vyhľadávanie ložísk nerastných surovín, najmä hematitových a Pb-Zn v spodnom triase na južnom okraji gemerika. Slovenský kras sa stal jeho domovským územím výskumu a jeho výsledky mu priniesli uznanie a mnohé vysoké ocenenia.

Geológovia, ktorí sa zaoberali paleogénnymi útvarmi

Flyšové pásmo východného Slovenska skúmali významní geológovia už v 19. stor. Patril medzi nich F. Hauer (1858, 1859 – Minčol a Čerhovské vrchy), K. M. Paul (1859 – Čerhovské vrchy), V. Uhlig (1983, 1890 – Čerhovské vrchy, Ľubotín, Plaveč, Čirč). Začiatkom 20. stor. sa o toto územie zaujímal T. Posewitz (1906–1907 – Zborov), W. Bernoulli (1912 – Zborov), R. Kettner a O. Hynie (1925 – Medzilaborce, Dukla), D. Andrusov (1930 – Uh), A. Matějka a L. Zelenka (1931 – Malcov, Zborov, Bardejov), H. Świdziński (1934 – prvé základné rozdelenie flyšového pásma na východnom Slovensku) a O. Kodym (1935 – Oľka).

Povojnový výskum flyšového pásma začalo málo geológov a navyše aj trocha neskoro. Motiváciou bola perspektíva roponosnosti oblasti. Vedúcou osobnosťou skupiny slovenských a českých geológov bol B. Leško, ktorý základnú stratigrafiu a tektonický štýl územia prezentoval v rade štúdií a v dvoch monografiách (1952–1968). Spolupracoval s M. Książkiewiczom (1959) a s O. Samuelom (1960). Systematický výskum flyšového pásma na východnom Slovensku, ktorý sa začal v súvislosti s tvorbou geologických máp v mierke 1 : 200 000, poskytol prvú súhrnnú bázu údajov o flyšovom pásme, o jeho litostratigrafii, tektonickej stavbe a o nerastných surovinách a zúčastnil sa na ňom T. Koráb (1961–1966), J. Nemčok (1961–1965), T. Ďurkovič (1960–1963), R. Marschalko (1960–1966), Z. Stráník (1958–1965), V. Pesl (1958–1965), F. Chmelík (1959–1960), E. Menčík (1959–1963) a z paleontológov napr. O. Samuel (1961–1966), E. Hanzlíková (1960–1961), V. Gašparíková (1966) a M. Váňová (1961).

RNDr. Bartolomej Leško, DrSc. (3. 6. 1918 Vranov nad Topľou-Čemerné–25. 4. 2000 Bratislava), bol vedúcou osobnosťou povojnovej generácie zaoberajúcou sa flyšovými Karpatmi na východnom Slovensku. Urobil geologické mapy z oblasti medzi Medzilaborcami a Sninou, Vranovom nad Topľou a Strážskym a medzi Ondavou a Torysou, ktoré boli podkladom na vyčlenenie a definovanie viacerých litostratigrafických jednotiek (belovežského a strihovského súvrstvia, lupkovských a papínskych vrstiev). Prvý v novšej literatúre použil termín globigerinový slieň a malcovské súvrstvie, ktoré vývojom a stratigrafickým postavením zodpovedá menilitovým a krosnianskym vrstvám vonkajších flyšových Karpát. Książkiewicz a Leško (1959) ich označili ako menilitové krosnianske vrstvy a v centrálnokarpatskom paleogéne Leško ako šarišské vrstvy. Leško zostavením geologických rezov poskytol predstavu o geologickej stavbe vonkajšieho flyšového pásma a vihorlatskej oblasti. Spolupráca s geofyzikmi ho priviedla k interpretácii podložia flyšových Karpát na východnom Slovensku. V súvislosti s hodnotením

roponosnosti flyšového pásma sa zaoberal regionálnymi prognóznymi kritériami, a to aj na základe mnohých zahraničných študijných pobytov. Na ich overenie vypracoval projekty hlbokých vrtov a potom ich aj odborne zhodnotil (Lipany a Lubina). Výsledky svojho výskumu publikoval v mnohých štúdiách a monografiách. V spolupráci s J. Slávikom bol pri zrode Slovenského geologického úradu a pri vypracúvaní cieľov tejto ustanovizne. Bol aj predsedom bratislavskej pobočky SGS a členom viacerých odborných komisií a redakčných rád.

RNDr. Tomáš Koráb, CSc. (15. 10. 1936 Prešov–4. 6. 1993 Bratislava), začiatkom 60. rokov 20. stor. začal svoju bohatú, aj keď krátku odbornú činnosť vo flyšovom pásme na východnom Slovensku. Bol propagátorom a realizátorom moderných výskumných metód a aplikoval ich ako mapujúci aj koncepčný geológ pri hodnotení perspektívnosti flyšovej zóny z hľadiska výskytu uhľovodíkov. Na tento cieľ vyprojektoval a zhodnotil viac hlbokých vrtov (Smilno, Zborov, Zboj, Hanušovce nad Topľou, Šariš), ich výsledky využil pri vedeckých záveroch o stavbe územia, zverejnil ich v početných publikáciách a využil pri tvorbe listov geologických máp (Nízke Beskydy-východná časť) a vysvetliviek. Vo funkcii riaditeľa GÚDŠ nadviazal vedeckú spoluprácu s ústavmi okolitých štátov, ako aj USA a Veľkej Británie.

Predstavitelia geologického výskumu neogénnych útvarov

Prvé publikované údaje o neogéne východného Slovenska sú v diele F. S. Beudanta (1822) a O. Hingenaua (1858). O náleziskách uhlia a soli sa zmienil F. Hauer a F. Richthofen (1859, 1860, 1869), H. Wolf (1869) a A. Gesell (1886) a prvú petrografickú charakteristiku vulkanitov urobil C. Doelter (1873) a S. Roth (1884). Neovulkanitom v 20. stor. venoval pozornosť A. Hoffer (1925), V. Čechovič (1938), Z. Schréter (1941), L. Lóczy (1943), I. Ferenczi (1943) a M. Kuthan (1948) a po 2. svetovej vojne Z. Pouba (1949), D. Andrusov (1948, 1951), J. Šalát (1954–1955) a J. Seneš (1954, 1957). Aj po 2. svetovej vojne sa výskum neogénnych sedimentov orientoval na výskyt nerastných surovín, najmä na ropu, plyn, uhlie, soľ a nerudné suroviny. Zúčastnil sa na ňom B. Leško (1953–1957), J. Švagrovský (1950–1957), J. Seneš (1953–1957), V. Homola (1949, 1953–1954), V. Čechovič (1950), J. Janáček (1958–1959), V. Hano (1950–1953), E. Menčík (1953), J. Gašparík (1954–1955), F. Čech (1956), V. Žůrek (1954, 1956), J. Slávik (1952–1956), B. Zorkovský (1952), M. Mišík (1954), H. Bystrická (1954), R. H. Danihelová (1954–1955) a i.

Prof. RNDr. Jozef Švagrovský, DrSc. (2. 5. 1921 Sečovce–18. 12. 1985 Bratislava), významný slovenský paleontológ, ktorý sa popri pedagogickej činnosti venoval miocénnej moluskovej faune najmä zo sedimentov sarmatu a vrchného bádenu východného Slovenska s aplikáciou na biostratigrafiu a paleoekologické prostredie. Na základe ulitníkov, z ktorých opísal a publikoval mnoho nových a dovtedy neznámych druhov a poddruhov, vyčlenil a pomenoval myšlianske a olšavské vrstvy. Spracoval systematiku moluskovej fauny a okrem viacerých monografií napísal aj prvú vysokoškolskú učebnicu Základy systematickej zoopaleontológie – Evertebrata (1976).

Doc. RNDr. Ján Seneš, DrSc. (3. 2. 1924 Košice–28. 5. 1992 Bratislava), s J. Švagrovským a J. Janáčkom patrí medzi vedúce osobnosti výskumu litológie, biostratigrafie a geologickej stavby východoslovenskej neogénnej panvy. Venoval sa aj uhoľnej problematike nielen na východnom, ale aj na južnom Slovensku. Bol koordinátorom geologického mapovania pre uhoľnú prospekciu a aj autorom kritérií na prognózovanie a vyhľadávanie uhoľných ložísk. Bol aj vynikajúcim paleontológom, venoval sa systematike mäkkýšov (našiel a opísal mnoho nových druhov) a ich biotopom a aj na základe litologického štúdia prostredia panvy modeloval paleogeografické prostredie sedimentačných bazénov. Zaoberal sa chronostratigrafiou, regionálnym stupňom a stratotypom neogénu, a to nielen v rámci Slovenska, ale celej mediteránnej oblasti (bol aj predsedom komisie pre stratigrafiu tejto oblasti a vedúcim projektu IGCP). Aktívne pôsobil v rozličných domácich a zahraničných odborných komisiách a redakciách, bol členom domácich aj zahraničných geologických spoločností, pracoval ako expert v zahraničí a aj publikoval výsledky svojho výskumu. Aj keď J. Seneš venoval veľa času mnohým svojim koníčkom, stal sa geológom európskeho formátu, vyznačoval sa nevídanou odbornou erudíciou aj výbornými organizačnými schopnosťami, ktorým vďačí za dokonalú organizáciu viacerých medzinárodných akcií.

Ing. Ján Slávik, DrSc. (25. 1. 1932 Kapušany–16. 12. 1974 Bratislava), začínal ako mapujúci geológ a petrograf najprv v podvihorlatskej uhoľnej panve a neskôr na strednom Slovensku. Od roku 1960 organizoval vyhľadávanie nerudných surovín, predovšetkým keramického ílu, a v tejto súvislosti sa zaoberal aj geologickou stavbou neogénnych panví a ich litologickou náplňou vrátane chronológie a tektonického pozadia neogénnej vulkanickej činnosti vo Vtáčniku, Vihorlate, v Slanských a Zemplínskych vrchoch. Mimoriadne erudovaný odborník so širokým spektrom vedomostí v ostatných rokoch života skúmal hlbinnú stavbu na pomedzí Západných a Východných Karpát s panónskym blokom a neogénom v mediteránnej oblasti. Jeho organizačné schopnosti sa využili pri organizovaní slovenskej geológie po federalizácii Československa, pri jej koncepčnom a organizačnom zameraní, neskôr, po rozdelení republiky a po zriadení Slovenského geologického úradu sa stal jeho predsedom. Mal bohaté zahraničné styky vytvorené na báze vlastných odborných výsledkov, ktoré blahodarne vplývali aj na nadväzovanie kontaktov slovenských geologických organizácií so zahraničím a na ich účasť v medzinárodných projektoch a činnosti.

Prof. RNDr. Ján Šalát (9. 5. 1919 Udavské–12. 11. 1973 Košice) bol hlavným organizátorom výučby geológie na Technickej univerzite v Košiciach. Výskumnú činnosť v petrografii a petrochémii zameral na systematiku neogénneho vulkanizmu na východnom Slovensku, ako aj v Štiavnických vrchoch. V súvislosti s vulkanitmi sa zaoberal aj výskumom perlitu, ktorý sa vďaka jeho výsledkom začal využívať priemyselne. Prof. Šalát bol aj veľmi dobrým pedagógom a organizátorom s vynikajúcimi

komunikačnými schopnosťami. Aj to mu umožnilo ľahko nadväzovať kontakt medzi domácimi a zahraničnými geológmi a inštitúciami. Pred päťdesiatimi rokmi (v roku 1956) zorganizoval jubilejný 10. zjazd ČSMGS a zúčastnil sa na práci mnohých odborných komisií.

Prof. RNDr. Július Činčár, CSc. (14. 11. 1919 Michalovce–10. 9. 1979 Prešov), sa popri pedagogickej činnosti orientoval na výskum akcesorických minerálov neovulkanických oblastí Slanských vrchov, Vihorlatu a Banskej Štiavnice.

RNDr. Jozef Čverčko, CSc. (16. 12. 1935 Topoľany–14. 7. 1996 Michalovce), sa od začiatku svojej odbornej kariéry venoval prieskumu uhľovodíkov na východnom Slovensku. Patril do skupiny priekopníkov, ktorí vypracovali prognózy uhľovodíkov až po ich ťažbu. Medzi jeho úspechy patrí aj objavenie senianskeho ložiska na základe štruktúrnej a faciálnej analýzy územia v kombinácii so seizmickými údajmi. Aby k takýmto výsledkom dospel, podrobne študoval litológiu celej východoslovenskej neogénnej panvy, jej tektonickú stavbu, najmä zlomovú tektoniku. Známa a používaná je jeho klasifikácia zlomov a definícia základných litostratigrafických jednotiek neogénnej výplne panvy. Bol nielen vynikajúcim geológom, ale vynikol aj v metodike prieskumu uhľovodíkov, čo ťažobnému závodu prinieslo veľmi pozitívny efekt.

Záver

Nepatrí sa lipnúť na starých názoroch, koncepciách či teóriách, pokiaľ ich prekonalo nové bádanie, nový výskum alebo prieskum, ale z toho nevychodí, že ich nemáme študovať, poznať a osvojiť si ich, najmä ak ide o výskum v rovnakej alebo v príbuznej odbornej oblasti. Na druhej strane by bolo neodpustiteľné a veľmi škodlivé zotrvávať pri zastaraných postojoch, názoroch a záveroch, aj keď ich vyjadrila významná vedecká osobnosť a autorita, ak nové postoje, náhľady, závery a pod. vyplývajú z detailnejších prác a zo spoľahlivejších údajov získaných modernými výskumnými a prieskumnými metódami a za pomoci najnovšej techniky.

Sme hrdí na spomenuté osobnosti slovenskej geológie pochádzajúce z východného Slovenska, vysoko hodnotíme ich pionierske činy a výsledky na poli geológie, no zároveň, aj keď to môže znieť trocha neskromne, vyjadrujeme odhodlanie nezostať v ich tieni, lebo v tom spočíva pokrok vedy. Pokrok a úspech sa dnes rovnako ako v minulosti nesnúbia s pohodlnosťou, nedôslednosťou, povrchnosťou, karierizmom a pod. Tým, ktorých sme spomenuli, isto boli takéto vlastnosti cudzie, lebo inak by nedosiahli úspechy, ktoré dnes s úctou a vďakou hodnotíme aj obdivujeme.

Literatúra

Andrusov, D., 1959: Geológia Československých Karpát. Zv. 1 a 2. *Bratislava, VSAV, 304 a 375.*

Bystrický, J., 1964: Slovenský kras. *Bratislava, ÚÚG, 204.*

Cambel, B., Slavkay, M., & Kaličiak, M., 2002. Osobnosti slovenskej geológie. *Bratislava, Veda, 506.*

Fülöp, J., & Tasnádi-Kubacska, A., 1969: One hundred years of the Hungarian geological Institute. Budapest, 253.

Grecula, P., et al., 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zv. 1 *Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, 829.*

Grecula, P., et al., 2002: História geológie na Slovensku. Zv. 1 *Bratislava, ŠGÚDŠ, 748.*

Janáček, J., 1959: Stratigrafie tektonika a paleogeografie neogénu na východním Slovensku. *Geol. Práce, Zoš., 52, 71–182.*

Leško, B., 1952: Geológia vonkajšieho flyša medzi Laborcom a Cirochou. *Geol. Práce, Zoš., 35, 69.*

Leško, B., & Samuel, O., 1968: Geológia východoslovenského flyšu. *Bratislava, VSAV, 245.*

Mahel', M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny *Geol. Práce Zoš., 48a, 201*

Pesl, V., 1965: Litofaciální zóny spodního oddílu paleogénu ve vnejších jednotkách západní části magurského flyše. *Sbor. Geol. Vied, Západ. Karpaty, 3, 179–212.*

Stráník, Z., 1965: Geológie magurského flyše Čerchovského pohoří a západní části Ondavské vrchoviny *Sbor. Geol. Vied, Západ. Karpaty, 3, 125–178.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 171–174

Geológia na Slovensku, súčasný stav a perspektívy

MICHAL KALIČIAK[1] a JOZEF FRANZEN[2]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
[2]Ministerstvo životného prostredia SR, sekcia geológie a prírodných zdrojov, Bukurešťská 4, 812 35 Bratislava, Slovenská republika

(Doručené 26. 5. 2005)

Poslanie a postavenie geológie v spoločnosti

Základným poslaním geológie je zabezpečovať geovedné informácie o abiotickej zložke prírody. Možno to dosiahnuť iba systematickým geologickým výskumom a prieskumom a využívaním najmodernejších vedeckých, metodických a technologických postupov. Takýto cieľ sledujú prakticky všetky vyspelé krajiny, a preto rozvoju geovedných disciplín a získavaniu nevyhnutných informácií o abiotickej zložke prírody venujú náležitú pozornosť.

Výskum a prieskum geologickej stavby územia štátu je kľúčom k poznaniu jeho prírodného prostredia a surovinových zdrojov. V takomto zmysle a smere má geológia nezastupiteľnú úlohu aj pri formovaní stratégie trvalo udržateľného rozvoja spoločnosti, čo vyjadruje aj Koncepcia geologického výskumu a prieskumu území SR do roku 2006 (perspektívne do roku 2010), ktorú schválila vláda SR uznesením 334 3. apríla 2002.

Komplexné geologické informácie z územia štátu sú nevyhnutným podkladom na chápanie a výskum prírodných procesov a ekosystémov, ale aj predpokladom hodnotenia a racionálneho využívania surovinových zdrojov, hodnotenia zdrojov termálnej, minerálnej a podzemnej vody, ich optimálneho využívania a ochrany, riešenia ukladania odpadu, hodnotenia geologických rizík, hodnotenia územia z inžinierskogeologického hľadiska vrátane problematiky rajonizácie, urbanizácie a zakladania veľkých stavieb, hodnotenia stavu znečistenia životného prostredia toxickými prvkami a látkami, ako aj vplyvu ľudskej činnosti na životné prostredie.

Je všeobecne známe, že sa z výsledkov svetovej vedy dajú preberať a aplikovať len teoretické poznatky a metodické postupy. Predpokladom úspešného rozvoja spoločnosti aj na báze geovedných informácií je teda ustavičný rozvoj poznávania geologickej stavby štátneho územia a permanentné dopĺňanie nových informácií.

Geologický výskum a prieskum na Slovensku a jeho perspektívy

Súčasnú štruktúru organizácií a pracovísk geologického výskumu a prieskumu na Slovensku možno považovať za vhodnú, ale treba zdôrazniť, že sa veda stáva integrálnou súčasťou trhového hospodárstva, a preto sa musí správať podobne ako iní účastníci trhu. Jednotlivé smery geológie sú vzájomne prepojené, podstatným spôsobom sa ovplyvňujú, a tak je v záujme racionálneho využívania prostriedkov investovaných štátom do tejto oblasti nevyhnutná ich jednotná koordinácia.

Koexistencia pracovísk (inštitúcií) Geologického ústavu Slovenskej akadémie vied, univerzít, Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra a podnikateľského sektora na jednej strane vytvára priaznivé konkurenčné prostredie, umožňuje potrebnú špecializáciu a komplementárnosť geologických pracovísk, ale vedie aj k nežiaducej rozdrobenosti a v neposlednom rade môže viesť aj k nepotrebnej duplicite.

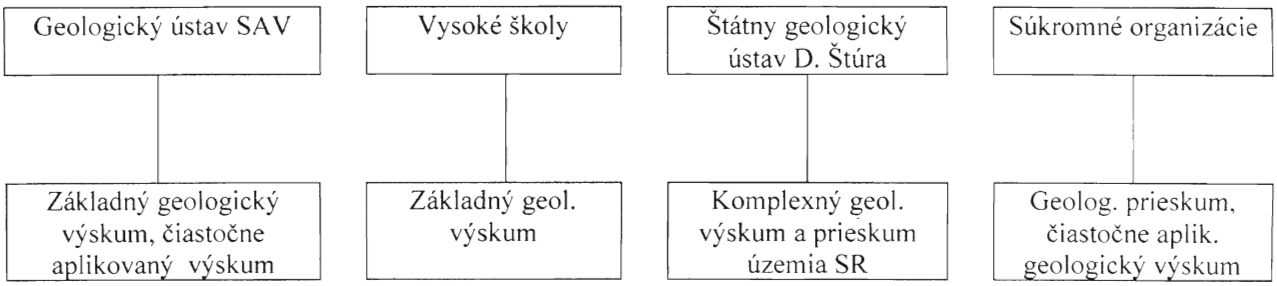
Jednotlivé činnosti sa v základnom a aplikovanom geologickom výskume v praxi často prekrývajú, niekedy sa nedajú od seba striktne oddeliť, a preto ich stručne definujeme.

Základný výskum je experimentálna alebo teoretická práca vykonávaná v prvom rade na získavanie nových poznatkov. Analyzuje vlastnosti, štruktúry a vzťahy so zameraním na formulovanie a testovanie hypotéz, teórií alebo zákonov. Výsledky základného výskumu zvyčajne neslúžia na komerčné účely, ale sa publikujú vo vedeckých časopisoch a občas sa môžu aj utajovať.

Aplikovaný výskum je originálny výskum zameraný na získavanie nových poznatkov, ale je priamo zameraný na špecifické praktické účely alebo ciele. Rozvíja myšlienky do aplikovateľnej formy a jeho výsledky sa orientujú tak, aby boli primárne uplatniteľné pri istom počte produktov, operácií alebo systémov. Informácie aplikovaného výskumu sa často patentujú alebo aj utajujú.

Na Slovensku geologickú činnosť vykonávajú:

Základné smery geologického výskumu a prieskumu



Výskum geologickej stavby územia a geologické mapovanie

Z hľadiska spoločenskej potreby sa ako najpotrebnejšie ukazuje pokrytie územia štátu kvalitnými geologickými mapami rozličnej mierky a riešenie geologickej stavby v trojrozmernom priestore. Treba zdôrazniť, že výskum geologickej stavby územia SR spätý s geologickým mapovaním vytvára základnú poznatkovú bázu geológie, ktorá je predpokladom úspešného riešenia úloh aplikovanej geológie.

Základná geologická mapa ako primárny zdroj informácií o abiotickej zložke je model geologickej stavby územia odrážajúci hlavne skutočný stav poznania v danom čase a na danom stupni vývoja metodík výskumu. Geologické mapovanie treba chápať ako permanentné spresňovanie geologických informácií o území štátu, a preto len dôsledným pokračovaním v systematickom geologickom výskume s využívaním nových progresívnych metodík možno zabezpečiť relevantné geologické podklady dôležité z hľadiska plánovania a využívania abiotickej zložky životného prostredia.

Geologické mapovanie územia Slovenskej republiky a tvorbu geologických máp v zmysle zákona 313/1999 Z. z. zabezpečuje štát prostredníctvom právnickej osoby zriadenej MŽP SR na výkon štátnej geologickej služby. Štátnu geologickú službu vykonáva Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, ktorý tvorí a vydáva nasledujúce druhy geologických máp:

a) Základné geologické mapy v mierke 1 : 25 000

Geologické mapy v mierke 1 : 25 000 sa verejne oponujú, odovzdávajú do Geofondu na ďalšie využívanie a sú základňou na tvorbu regionálnych geologických máp v mierke 1 : 50 000.

b) Regionálne geologické mapy v mierke 1 : 50 000

Geologické mapy regiónov v mierke 1 : 50 000 tlačou spolu s knižnými vysvetlivkami vydáva ŠGÚDŠ. Od roku 1972 doteraz vyšlo 45 regionálnych geologických máp tejto mierky a na úplné pokrytie územia SR treba ešte zostaviť mapy z regiónu Považský Inovec, Trnavská pahorkatina, Nízke Beskydy-stred, Biele Karpaty, Podunajská nížina-juh, Orava-sever a Žiar.

V opodstatnených prípadoch bude treba v budúcnosti prikročiť k reedícii a tvorbe geologických máp novej generácie z regiónov, ktorých mapy sú zastarané a neposkytujú aktuálne informácie. Takým regiónom na východnom Slovensku sú Nízke Beskydy-západná časť.

ŠGÚDŠ v súčasnosti rieši úlohu súvisiacu s tvorbou digitálnej geologickej mapy územia SR v mierke 1 : 50 000 s jednotnou legendou otvoreného typu, ktorá umožní budúce úpravy a zohľadní aktuálny stav poznania z geologického mapovania územia SR (úloha sa skončí v roku 2005). Mapa sa začlení do informačného systému MŽP SR a používateľom sa sprístupní ako interaktívny atlas na CD.

c) Prehľadné geologické mapy na topografických listoch v mierke 1 : 200 000

Komplexná edícia prehľadných geologických máp v mierke 1 : 200 000 územia Československa vznikla na začiatku 60. rokov 20. stor. a v tom období bola vrcholným dielom oceneným aj v zahraničí. Pretože tieto mapy sú v súčasnosti už zastarané, od roku 2000 sa tvorí nová edícia máp na topografických listoch v mierke 1 : 200 000, ktorá vyjde tlačou v roku 2006.

d) Republikové mapy v mierke 1 : 500 000 a 1 : 1 000 000

Pre potreby interregionálnej medzinárodnej korelácie výučby geológie na univerzitách a stredných školách sa v ostatnom čase z územia Slovenskej republiky zostavili a tlačou vydali nasledujúce mapy:

- Geologická mapa SR v mierke 1 : 500 000 (1996)
- Geologická mapa Západných Karpát v mierke 1 : 500 000 (2000)
- Neotektonická mapa SR v mierke 1 : 500 000 (1996)
- Tektonická mapa SR v mierke 1 : 500 000 (2004)
- Geologická mapa SR v mierke 1 : 1 000 000 (1998)

Hydrogeológia a geotermálna energia

Na detailné poznanie distribúcie zdrojov a zásoby podzemnej vody, ich ochranu a racionálne využívanie je nevyhnutné pokračovať v hydrogeologickom výskume a prieskume.

Najdôležitejšie sú nasledujúce úlohy:

- Tvorba základných hydrogeologických a hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000, ktoré sú prvotnou podkladovou informáciou o hydrogeologických pomeroch Slovenska.

V minulosti sa z územia Slovenska klasickou tlačou urobilo niekoľko máp v mierke 1 : 50 000. ŠGÚDŠ v súčasnosti rieši projekt tvorby hydrogeologických máp v mierke 1 : 50 000 (plánované skončenie v roku 2006) z ďalších deviatich regiónov Slovenska (Medzibodrožie,

Vihorlat, pohorie Žiar, pohorie Čergov, Muránska planina, západná časť Veľkej Fatry, Turčianska kotlina, Ipeľská kotlina, Podunajská nížina – Žitný ostrov). Mapy vyjdú na CD nosičoch vo forme relatívne jednoduchého informačného systému so širokým využitím.

V nadväznosti na základné hydrogeologické mapy bude treba:

a) Zostaviť špecializované hydrogeologické a hydrogeochemické mapy pre potreby územného rozhodovania. Budú to mapy zdrojov podzemnej vody, ich zraniteľnosti ochrany a zásoby, ako aj vodohospodárskej využiteľnosti územia a pod.

b) Vykonať regionálny hydrogeologický výskum a prieskum spätý s hodnotením množstva podzemnej vody vo väzbe na hydrogeologickú rajonizáciu SR, s matematickým modelovaním prúdenia podzemnej vody, výpočtu množstva podzemnej vody a s návrhmi na optimálne exploatačné množstvo. Vyhľadávací prieskum treba prednostne orientovať do regiónov s doteraz vykazovaným nedostatkom podzemnej vody.

c) V budúcnosti počítať s tvorbou hydrogeologickej a hydrogeochemickej mapy Slovenska v mierke 1 : 500 000 a s hodnotením vplyvov globálnych klimatických zmien na kvalitu a kvantitu podzemných a minerálnych vôd.

Zdroje geotermálnej energie

Slovenská republika má vďaka prírodným podmienkam významný potenciál geotermálnej energie, ktorý sa na základe doterajšieho výskumu hodnotí na 5538 MWt, z čoho je zhruba 50 % technicky využiteľných.

Využívanie geotermálnej energie má ekonomický aj ekologický význam, a preto je mimoriadnym záujmom štátu vytvoriť podmienky na urýchlené využívanie tohto potenciálu (doteraz sa overilo 280 MWt a využíva sa 131 MWt).

Na ďalšie využívanie zdrojov tejto energie treba:

a) Dokončiť overovanie geotermálneho potenciálu perspektívnych oblastí Slovenska na zistenie prognóznych zdrojov a podmienok ich exploatácie.

b) Vytvoriť databázu zdrojov geotermálnej energie Slovenska vo forme GIS, ktorá bude aktualizovať a dopĺňať súčasné informácie a poznatky.

c) Pripraviť a vydať tlačou Geotermálnu mapu Slovenska v mierke 1 : 500 000.

Inžinierska geológia

Inžinierskogeologický výskum a prieskum hodnotia a poskytujú informácie o geologickom prostredí v súvislosti so stavebnou činnosťou človeka, ochranou životného prostredia a s prognózovaním geodynamických procesov a javov, ktoré majú vplyv na kvalitu životného prostredia.

Inžinierska geológia hodnotí predovšetkým horninové prostredie a procesy, ktoré v ňom prebiehajú, napr. zosuvy, zvetrávanie, eróziu, zmeny vlhkosti, krasovatenie, seizmickú aktivitu a pod.

Výskum a prieskum v rámci inžinierskej geológie v súčasnosti tvorí a aj v budúcnosti bude tvoriť:

Monitoring geologických faktorov životného prostredia

Ide o systematické v čase a priestore definované pozorovanie presne určených charakteristík a zložiek, ktoré s určitou mierou výpovednej schopnosti reprezentujú sledovanú oblasť. Čiastkový monitorovací systém (ČMS) – Geologické faktory je účasťou Monitorovacieho systému životného prostredia Slovenskej republiky, a tak tvorí neodmysliteľnú súčasť národnej environmentálnej monitorovacej siete a poskytuje údaje ostatným čiastkovým monitorovacím systémom životného prostredia SR.

Čiastkový monitorovací systém – Geologické faktory má v súčasnosti deväť podsystémov, a to:

– zosuvy a iné svahové deformácie,
– tektonická a seizmická aktivita územia,
– zakryté antropogénne sedimenty (staré environmentálne záťaže),
– vplyv ťažby na životné prostredie,
– monitoring objemovej aktivity radónu v geologickom prostredí,
– stabilita horninových masívov pod historickými objektmi,
– monitorovanie riečnych sedimentov,
– objemovo nestále zeminy,
– erózne procesy.

Tvorba inžinierskogeologických máp

Inžinierskogeologické mapy poskytujú informácie na prípravu komplexných podkladov o geologickom prostredí pre územné plánovanie, urbanizáciu, hodnotenie geologického rizika, hodnotenie zraniteľnosti urbanizačnej krajiny a jej infraštruktúry a hodnotenie vplyvu činnosti človeka na životné prostredie.

Podľa mierky sa mapy rozdeľujú na prehľadné (1 : 100 000), základné (1 : 50 000 – 1 : 25 000) a podrobné (1 : 10 000)

Základná inžinierskogeologická mapa sa skladá z mapy:

inžinierskogeologických pomerov a z mapy inžinierskogeologickej rajonizácie.

Výskum, registrácia a hodnotenie zosuvných svahových deformácií a iných geodynamických javov.

Identifikácia a hodnotenie starých ekologických záťaží

Do budúcnosti treba rátať s tým, že sa z vybraných územných celkov budú aj naďalej tvoriť potrebné inžinierskogeologické mapy rozličnej mierky, inžinierskogeologické mapy mestských aglomerácií na riešenie urbanizácie, inžinierskogeologické mapy ako podklad na záchranu kultúrnohistorických objektov a národných pamiatok.

Naďalej bude treba robiť inžinierskogeologický prieskum pre líniové, podzemné, energetické, hydrotechnické a inžinierske stavby.

Geochémia životného prostredia

Z hľadiska ochrany ekosystémov a celej živej prírody je nevyhnutné poznať prírodné zloženie a stav znečistenia neživých zložiek životného prostredia (hornín, pôdy, riečnych sedimentov a vody) toxickými prvkami a látkami, zistiť zákonitosti ich distribúcie a redistribúcie, migrácie

a formy výskytu v prírodnom prostredí. Len na základe týchto poznatkov možno rozhodovať o preventívnych opatreniach a postupnej eliminácii negatívneho vplyvu toxických prvkov a látok prírodného a antropogénneho pôvodu na ekosystémy a ich potenciálny vplyv na zdravie obyvateľstva.

Za najdôležitejšie v tejto oblasti aj do budúcnosti pokladáme:

– vypracovanie environmentálnogeochemických metodík hodnotenia abiotických zložiek životného prostredia

– zisťovanie primárneho a sekundárneho obsahu prvkov a látok v horninách, v pôde, v riečnych sedimentoch a v prírodných vodách a ich sprístupňovanie formou geochemických databáz, GIS, máp a atlasov

– zostavovanie environmentálnogeochemických máp vybraných regiónov Slovenska a mestských aglomerácií

– hodnotenie distribúcie prvkov zložiek v súčastiach abiotickej prírody a ich potenciálny vplyv na zdravotný stav obyvateľstva; metodický a praktický rozvoj medicínskej geochémie a geomedicíny.

Nerastné suroviny

Zmenou politického a ekonomického systému s prechodom na trhový mechanizmus sa podstatne zmenila aj filozofia využívania nerastných surovín. Ťažba a využívanie nerastných surovín sa stali predmetom podnikania, ale štát má stále nezastupiteľnú úlohu pri ich vyhľadávaní a overovaní. Naďalej treba získavať podklady na hodnotenie surovinového potenciálu územia republiky, racionálne využívanie a ochranu domácej surovinovej základne.

Hlavné úlohy v oblasti surovinových zdrojov sú:

– Ďalší výskum zákonitostí vzniku a lokalizácie nerastných surovín, tvorba modelov ložísk nerastných surovín na úrovni základného a regionálneho geologického výskumu.

– Hodnotenie surovinového potenciálu územia vrátane určenia prognóznych území.

V ostatnom čase sa skončil program Metalogenetické hodnotenie územia SR, Metalogenetická mapa územia SR v mierke 1 : 500 000 a program komplexného hodnotenia nerastných surovín. Pozornosť bude treba venovať hodnoteniu energetických surovín najmä uhľovodíkového potenciálu v nádejných oblastiach flyšového a bradlového pásma a centrálnokarpatského paleogénu.

– Vyhľadávanie nových a netradičných zdrojov nerastných surovín, alternatívnych domácich zdrojov dovážaných nerastných surovín. Z dnešného pohľadu v budúcnosti bude dôležité vyhľadávanie prírodných sorbentov na likvidáciu toxických látok vo vodách, na odsírovanie a čistenie plynov, izoláciu rádioaktívneho a toxického odpadu.

– Výskum technologických vlastností nerastných surovín. Domáca surovinová základňa sa nedá využívať bez dôkladného poznania kvality nerastných surovín, najmä nerudných a environmentálnych. Technologický výskum nerastných surovín bude treba zamerať hlavne na výskum tradičných surovín s netradičným využitím.

– Výskum a prieskum vplyvu ťažby nerastných surovín na životné prostredie.

Laboratórny sektor

Laboratórnu analýzu geologických materiálov, vody a pôdy v súčasnosti vykonáva jednak referenčné laboratórium MŽP SR v Spišskej Novej Vsi (súčasť ŠGÚDŠ) a jednak niekoľko ďalších laboratórií v súkromnej sfére. Na zvyšovanie kvality analýz vo všetkých sférach geologickej činnosti bude v budúcnosti nevyhnutná akreditácia laboratórií, štandardizácia analytických metód, ale hlavne obnova technického vybavenia laboratórií so zavedením do praxe nových, výkonnejších a presnejších laboratórnych prístrojov a zariadení. Na zvyšovanie odbornej úrovne výstupov z geologických prác bude aj naďalej úlohou intenzívnejšie využívať špecifikované laboratóriá ŠGÚDŠ, a to laboratórium izotopovej geológie a elektrónovej mikroanalýzy.

Informačné systémy

Informácie získané geologickým výskumom a prieskumom sú efektívne využiteľné, len ak sú všeobecne dostupné. Sprístupňovanie takýchto geologických informácií potenciálnym používateľom je v súčasnosti, a bude hlavne v budúcnosti jednou z prvoradých úloh geológie.

Odbor informatiky ŠGÚDŠ zabezpečuje informačný systém odborných činností a v rámci neho obstaráva, spracúva a uchováva geologickú dokumentáciu. Na tento cieľ vytvára register zosuvov, hydrogeologických a geotermálnych vrtov, skládok, starých banských diel, mapovej preskúmanosti, výhradných ložísk, zásoby pitnej a termálnej vody, geochemických vzoriek, geofyzikálnej preskúmanosti, návrhov prieskumných území a prieskumných území. Trvalou úlohou je dokončenie transformácie registrov do elektronickej formy a ich sprístupňovanie cez Internet.

Ďalšou úlohou je vybudovať komplexný informačný systém v geológii zabezpečujúci zber, uchovanie a poskytovanie geologických informácií na úrovni súčasných technických možností tvorby databáz a ich prístup pre verejnosť prostredníctvom Internetu.

Propagácia geológie a využívanie výsledkov geologických prác

Cieľom geologických inštitúcií a nadriadených orgánov štátnej správy aj v budúcnosti bude sprístupňovať všetky poznatky o abiotickej zložke prírody, propagovať ich a využívať v širokom spektre činností jednak v podnikateľskej sfére, ale aj orgánmi štátnej správy.

Literatúra

MŽP SR, 2002 – Dokumenty – Koncepcia geologického výskumu a prieskumu územia Slovenskej republiky za roky 2002–2006 (s výhľadom do roku 2010). *Bratislava, 19–37*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 175–178

Minulosť Zeme – kľúč k budúcnosti ľudstva?

JOZEF MICHALÍK[1], IGOR PETRÍK[1], JÁN SOTÁK[2] a DUŠAN PLAŠIENKA[3]

[1]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava, Slovenská republika
[2]Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica, Slovenská republika
[3]Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovenská republika

(Doručené 12. 4. 2005)

Načo je nám geológia...

V mimoriadne rušnej súčasnosti so stále sa meniacimi podmienkami ekonomických a politických vzťahov, s neustáleným postojom k úlohe vedy a kultúry v spoločenskom živote sa dosť často spochybňujú vžité postoje a názory na postavenie poznávania a vzdelávania. Geológia sa predstavuje (žiaľ, aj v mnohých našich školách) ako skostnatený súbor poučiek vhodný skôr do múzejných vitrín. Len niektoré fakty (napr. dinosaury, sopky a zemetrasenia) sa občas dostávajú do žurnalistických panoptík vedno s lochneskami či morskými obludami a tajomnými príšerami zo záhrobia... Zrejme je naša chyba, že sme doteraz nedokázali spopularizovať geológiu ako podstatu a princíp poznávania sveta okolo nás, ako zabezpečovateľa materiálnych základov každej ľudskej kultúry, a to od surovín na výrobu nástrojov kamennej doby až po plášte dnešných medziplanetárnych raketoplánov, aj ako záruku prežitia a rozkvetu ľudstva.

Prístup geológie sa od iných vied o prírode odlišuje. Geologické fenomény majú (na rozdiel od objektov vedných disciplín zaoberajúcich sa iba svetom v súčasnom okamihu) vždy štvorrozmernú povahu. Interpretovať ich pomocou experimentálneho overovania zväčša nemožno, a preto geológia pri vysvetľovaní javov väčšinou nevyužíva laboratórny experiment, ale pátra po ich minulých príčinách, stavia viac paralelných interpretácií a z nich konfrontáciou so stále novými pozorovaniami vyberá tie najpravdepodobnejšie. Pritom v ostatných desaťročiach je hnacím motorom priam geometrickým radom rastúce množstvo informácií o objektívne pozorovateľných geologických javoch. Každá hornina, jej súčasti i súbory hornín a ich vzájomné vzťahy v zemskom telese poskytujú nevyčerpateľný objem informácií, ktorých vysvetlenie a využívanie závisí len od vyspelosti použitých laboratórnych a interpretačných metód. Zdá sa, že geologický výskum, do ktorého vstupujú stále nové metodiky a ktorý aplikuje vždy nové úrovne poznania, bude pokračovať tak dlho, ako bude existovať ľudstvo samo a jeho túžba po poznaní.

Geologický výskum na prelome tisícročí možno charakterizovať ako široko rozvinutú sieť navzájom sa prelínajúcich disciplín, ktoré siahajú od regionálne a aplikačne zameraných odborov prinášajúcich ľudstvu priamy úžitok napr. hľadaním zdrojov nerastných surovín cez sofistikované laboratórne techniky produkujúce exaktné faktografické údaje až po zložité interpretačné postupy usilujúce sa rekonštruovať geologické procesy. Je jasné, že tieto tri sféry geologických disciplín si vyžadujú ustavičnú pozornosť a materiálnu či finančnú podporu. Bez ohľadu na periodické zmeny cien prírodných surovín, bez ich vyhľadávania a ťažby sa ľudstvo celkom určite nezaobíde ani v budúcnosti. Odpoveď na otázku, aké to budú suroviny, sú kompetentní dať aj – v niektorých prípadoch len – geológovia. Využívanie poznatkov základného geologického výskumu má čoraz viac environmentálny charakter. Stačí spomenúť, aké komplexné geologické vedomosti si vyžaduje nájdenie správneho miesta na úložisko rádioaktívneho odpadu. Čo najlepšie poznanie geologickej stavby územia vlastnej krajiny je v tomto prípade nevyhnutnou podmienkou akýchkoľvek prognóz rozvoja energetiky a priemyselnej výroby založených na domácich surovinách. Rozvoj laboratórnych metód je dnes už nemysliteľný bez veľkých investícií do prístrojového vybavenia. Ich oprávnenosť vyplýva z toho, že sú rovnako dôležité pri regionálnom, ako aj na procesy zameranom geologickom výskume, pretože pre obidve sféry je prísun nových kvalitných primárnych údajov nevyhnutný. Tretia, interpretačná sféra základného geologického výskumu potrebuje zasa hlavné investície do vzdelávania a budovania informačných kanálov.

Načo nám bude geológia zajtra?

Zem má za sebou štyri a pol miliardy rokov geologického vývoja a skoro rovnaký čas pred sebou do zániku slnečnej sústavy. Geologický záznam tohto vývoja je neúplný a pri starších obdobiach iba fragmentárny. Už takmer dve storočia sa pri rekonštrukcii geologickej minulosti Zeme s väčšími alebo menšími úspechmi využíva v geológii veľmi obľúbený princíp aktualizmu.

Ten hovorí, že v minulosti na Zemi pôsobili rovnaké geologické činitele a procesy, ako aj dnes a tie už väčšinou relatívne (v porovnaní s minulosťou) dobre poznáme. Tento postulát možno s istou opatrnosťou aplikovať aj na budúcnosť. Lenže je v tom háčik. V minulosti totiž na Zemi prebiehali aj procesy resp. krátkodobé udalosti, ktoré zo súčasného obrazu Zeme nepoznáme. Podľa princípu aktualizmu by sme budúci geologický vývoj Zeme mohli dobre prognózovať v dlhodobej perspektíve, ale zostávame bezradní pri predpovedaní krátkodobých, katastrofických udalostí. Zatiaľ nemáme inú cestu, ako hľadať o nich informácie v minulosti. Je isté, že katastrofy, aké postihli Zem alebo jej časti v minulosti (a najmä také, ktoré sa opakovali viac ráz), ju postihnú aj v blízkej alebo vzdialenejšej budúcnosti. Po príklady netreba chodiť ďaleko – stačí zapnúť televízor a pozrieť si správy. Záplavy, zosuvy pôdy, zemetrasenia či sopečné výbuchy sú temer na dennom poriadku. Ale to vonkoncom nie sú tie najväčšie katastrofy. Občas (zvyčajne *ex post*) sa dozvedáme, že Zem iba tesne minul akýsi predtým neznámy asteroid, ktorý by bol potenciálne schopný vyhubiť ľudstvo tak, ako sa to stalo dinosaurom pred 65 miliónmi rokov. Iné pre život na Zemi nepriaznivé udalosti prichádzajú pomaly a z hľadiska dĺžky ľudského života skoro nepozorovane, napr. klimatické zmeny vedúce k ľadovej dobe, obdobiam „večných" dažďov, alebo k suchým periódam meniacim značnú časť zemského povrchu na púšť. Práve takéto udalosti geológovia z fosílneho záznamu dobre poznajú, vedia rekonštruovať, kedy, kde a ako sa začali, a vedia aj povedať prečo. Odkaz minulosti pre budúcnosť je v takýchto prípadoch jasný.

Stratégia rozvoja ľudskej spoločnosti je zásadná otázka pre všetky krajiny (Schejbal, 2004). Geologické pomery a procesy v značnej miere podmieňujú charakter antroposféry, v ktorej sa prelínajú vzájomné vplyvy pôsobenia geosféry, hydrosféry, atmosféry a biosféry s ľudskou činnosťou. Všetkých obyvateľov planéty bez rozdielu sa stále viac dotýka explozívny a nerovnomerný rast ľudskej populácie, rastúca závislosť krajín od nerovnomerne rozmiestnených nerastných (teda aj vodných) zdrojov, stále pálčivejší problém energetických zdrojov, antropogénne zmeny krajiny súvisiace s nedomyslenou stratégiou aplikácie nových technológií a vplyvu na životné prostredie (otázky recyklácie materiálov a znižovanie znečistenia antroposféry).

Predbežne sa nepotvrdili katastrofické vízie o enormnom nedostatku niektorých kovov a prudkom raste cien nerastných surovín. Pripravujú sa technológie na získavanie surovín z morského dna, morskej vody, z netradičných hornín a minerálov, ako aj zo vzduchu. Prísľubom môže byť využívanie súčasných hydrotermálnych výverov na morskom dne aj vyriešenie systémov recyklácie odpadu.

Starosti spôsobuje blížiaca sa energetická kríza. Preto sa pozornosť sústreďuje na využívanie klatrátov metánu na morskom dne (zásoba 20 tisíc triliónov m^3), ekonomizáciu technologických procesov, geotermálnu a slnečnú energiu, ako aj na aplikáciu recyklovateľných zdrojov ako biotechnologického potenciálu morských i suchozemských organizmov a degradáciu organopolutantov.

Problémom prestáva byť dostupnosť surovín, ale skôr ich kvalifikovanejšie využívanie a výsledky s ním späté (*re-ingeneering* materiálových a energetických tokov v ľudskej spoločnosti, cf. Schejbal, l. c.). Civilizačná úroveň každej spoločenskej etapy sa bude v budúcnosti hodnotiť nielen podľa toho, čo poskytla súčasným generáciám, ale hlavne podľa toho, čo zanechala potomkom, a to nielen vo sfére hmotného dedičstva, ale predovšetkým v komplexnej oblasti prostredia života (Štýs, 2000).

Poznajme svoj dom...

Ľudstvo nevíťazí nad prírodou (a bolo by aj hlúpe, keby chcelo) a jeho perspektívny rozvoj, ako aj každého národného štátu do značnej miery závisí od prírodného prostredia. Rovnako naivné je aj úsilie o „ochranu" životného prostredia „zmrazením" jeho súčasného stavu. Nemožno sa vrátiť k „pôvodnému" stavu – taký ani nejestvuje. Aj dnešná tvár našej krajiny sa v každom okamihu stáva súčasťou jej milióny rokov trvajúceho vývoja.

Interpretácia fosílneho geologického záznamu a rekonštrukcia minulých procesov a krátkodobých udalostí ovplyvňujúcich život na Zemi poskytujú dosť dôkazov o tom, že dynamicky sa vyvíjajúce a ustavične sa meniace ekosystémy prežívajúce na povrchu našej planéty sú veľmi zraniteľné. Ľudstvo nie je výnimkou a nie je zatiaľ bez pochopenia ich podstaty, štruktúry, vzťahov a mechanizmov schopné tieto procesy a udalosti pozitívnym spôsobom ovplyvňovať. Človek už dávno prestal byť lovcom koristiacim z divej a nepriateľskej prírody, v ktorej žije. Naopak, je najvyšší čas, aby si uvedomil, že je organickou súčasťou Zeme a že je s ňou neoddeliteľne zrastený. Musí teda dokonale poznať procesy a rozumieť tým, ktoré sa v nej odohrávajú, ktoré má odvahu ovplyvňovať, musí dokonale zladiť svoju činnosť a bez zvyšku ju včleniť do kolobehov prebiehajúcich v prírode.

Aj keď v minulosti „bolo všetko zlé na niečo dobré" (katastrofické udalosti a hromadné vymieranie boli míľnikmi na ceste evolúcie, bez ktorej by nebolo ani ľudstva), musíme dnes myslieť aj na to, ako budúcnosť predvídať a ako sa vyhnúť potenciálne devastujúcim účinkom katastrofických i dlhodobejších nepriaznivých udalostí na ľudstvo. V súčasnosti sledujeme snahu varovať pred zhubnými účinkami procesov, ktoré môže akcelerovať ľudská aktivita. Možné následky pozorovaných javov sa však nedajú kvalifikovane zhodnotiť nepodloženými katastrofickými víziami a žurnalistickými fámami o prichádzajúcej apokalypse, ale iba triezvym a dôkladným štúdiom dobre podložených faktov z dlhodobého vývoja. Poznanie minulosti je jednou z najschodnejších ciest, ako s rozumnou pravdepodobnosťou predvídať budúcnosť. A práve z takýchto poznatkov a zo schopnosti reálne ich zhodnotiť vyplýva nenahraditeľnosť geologického výskumu.

Geovedné disciplíny sa už neobmedzujú len na štúdium našej planéty. Prvým vedcom, ktorý zanechal stopy na povrchu nášho súputníka – Mesiaca, bol práve geológ. Už druhý rok s napätím sledujeme zábery a správy z povrchu Marsu, ktoré tam zberajú dvaja robotnícki geológovia Spirit a Opportunity. Snímky sondy Galileo z obežníc Jupitera, Saturna, Uránu a Neptúna prinášajú informácie, ktoré analyzuje tím geológov. Dennodenne pribúdajú

nové fakty, ktoré viac či menej otriasajú koncepciami vývoja telies slnečnej sústavy a vrhajú nové svetlo na históriu našej planéty. Geovedy tohto tisícročia doslova vstúpili do kozmického priestoru.

Slovensko a svet

Každá krajina má právo, a ak chce byť kultúrnou, aj povinnosť prispievať do pokladnice svetovej vedy. Slovenskej geológii sa to darí už iba s vypätím všetkých síl a len v niektorých odboroch. Ako-tak sme úspešní tam, kde sa zúročujú vedomosti a invencia a kde ešte stačia klasické výskumné metódy v duchu geologického hesla *mente et malleo* (t. j. mysľou a kladivom), horšie je to v disciplínach náročných na laboratórne vybavenie a finančné zázemie. Prírodné podmienky Slovenska sú pritom pre široko spektrálny geologický výskum vo viacerých ohľadoch veľmi priaznivé – pestrá geologická stavba so záznamom vyše 500 miliónov rokov vývoja, množstvo unikátnych fenoménov a kľúčových odkryvov. To v zahraničí dobre vedia, a preto sa Slovensko od začiatku zapája do plnenia korelačných programov Medzinárodnej únie geologických vied (IUGS) a UNESCO a hrá dôležitú úlohu v medzinárodných geologických organizáciách (akou je napríklad Karpatsko-balkánska geologická asociácia, ktorej 17. kongres sa konal začiatkom septembra 2002 v Bratislave). Na druhej strane však prírodné predpoklady samy, skúsenosti a klasické vedomosti v budúcnosti určite stačiť nebudú.

Slovensko (spolu s poľskými a českými partnermi) edituje medzinárodný geologický časopis Geologica Carpathica, ktorý pokrýva oblasť strednej a juhovýchodnej Európy. Jeho vedecká úroveň, ktorú pozorne sleduje medzinárodné centrum vo Filadelfii, stále rastie. Ale varovným signálom je, že podiel príspevkov slovenských autorov vyhovujúcich prísnym recenzentským kritériám špičkových špecialistov v tomto časopise s rokmi skôr klesá (rastie počet a úroveň príspevkov najmä od balkánskych a tureckých geológov). Je to prejav stále ťažších podmienok, v akých pracujú slovenskí geológovia. V súčasnosti odchádza staršia generácia odborníkov a iba nedostatočne ju nahrádza vedecký dorast, ťažko sa darí udržiavať technologickú úroveň vybavenia laboratórií, niet prostriedkov na prísun literatúry ani na terénne cesty a na účasť na medzinárodných vedeckých stretnutiach. Viacerí rozčarovaní mladí a nádejní odborníci odchádzajú natrvalo na zahraničné vedecké pracoviská.

Rovnako ako celá slovenská vedecká obec aj geológovia dúfajú v skoré úspešné naplnenie integračných ambícií Slovenska vstupom do euro-atlantických štruktúr. Očakávania sú veľké a prinášajú nádej, ale tak trochu aj obavy. Nádej v tom, že azda naša veda konečne získa také postavenie a podporu, akú má vo vyspelých krajinách. Obavy sú z toho, či úspešne zvládneme prechod do nového konkurenčného prostredia. Ľahko by sa totiž mohlo stať, že rýchlo stratíme relatívnu výhodu domáceho prostredia a budeme v základnom geologickom výskume vlastného územia hrať druhé husle. Aby sa tak nestalo, musíme byť dostatočne pripravení, aktívni a sebavedomí. Pripraviť sa znamená vybudovať kompatibilné organizačné štruktúry, zapojiť sa do fungujúcich medzinárodných projektov a aktivita presadiť vlastné ambiciózne a adekvátne financované projekty. Sebavedomie sa buduje na úspešných výsledkoch a na medzinárodnej akceptácii.

Aké opatrenia navrhnúť?

Jednoducho a obligátne by sa dalo povedať, že potrebujeme viac peňazí. Slovenská vláda by sa mala usilovať, aby percentuálny podiel prostriedkov vkladaných do vedy z hrubého domáceho produktu postupne rástol na úroveň štandardov Európskej únie (alebo aspoň porovnateľných transformujúcich sa krajín, napr. Českej republiky) a neklesal, ako sme toho svedkami v ostatných rokoch. Vieme, že v súčasnej ekonomickej situácii Slovenska sa ďalšie priame finančné zdroje na vedu hľadajú len ťažko, no ocenili by sme aj nepriamu pomoc, napr. výhodnejšiu legislatívu pri podpore vedy zo strany podnikateľských subjektov, daňové úľavy pri nákupe prístrojovej techniky, zníženie poštových a odpustenie colných poplatkov pri výmene a nákupe vedeckej literatúry a pod. Aby sa Slovensko v zjednotenej Európe necítilo popoluškou, potrebuje stále nových priaznivcov a podporovateľov, a to aj vo vede. Najlepšou cestou, ako ich získať, je pritiahnuť ich na Slovensko a zaangažovať do riešenia našich vedeckých úloh. To sa dá efektívne urobiť najmä pri mladej vedeckej generácii otvoreným programom doktorandského štúdia a postgraduálnych pobytov, ale takýto program by si isto vyžadoval výraznú legislatívnu a finančnú podporu zo strany štátu.

Rada programov UNESCO vyzvala členské štáty, aby podporili iniciatívu IUGS vyhlásiť rok 2006 za Rok planéty Zeme. Pretože kontinenty, oceány a atmosféra Zeme sú jediným nerozdeliteľným systémom vzájomne previazaných fyzikálnych, chemických a biologických procesov, svet stále viac potrebuje pochopenie interakcií medzi ľudskou činnosťou a naším prírodným prostredím. Práve v roku 2006 uplynie 95 rokov od formulácie hypotézy kontinentálneho driftu Alfreda Wegenera, teórie, ktorá zrevolucionizovala naše poznanie, ako pracuje planéta Zem. Zemský horninový záznam uchováva pamäť procesov, ktoré tvorili našu planétu ako súčasť slnečnej sústavy, dejiny jej podnebia, života a vývoja človeka. Ak sa má zachovať zdravá planéta s úrodnou pôdou, bezpečným životným prostredím a s čistou vodou a ovzduším, musia sa pri zlepšovaní úrovne života ľudstva najhospodárnejšie využívať vodné, minerálne a energetické zdroje. Práve geovedy vytvárajú solídny základ na plánovanie a usmerňovanie ekonomického a udržateľného rastu spoločnosti na prospech budúcich generácií. Nové metódy stále viac zdokonaľujú pozorovanie Zeme, určovanie nových zdrojov, ale aj varujú pred georizikami. K výzve Rady programov UNESCO sa už pridali desiatky krajín, ktoré už dnes reprezentujú viac ako dve tretiny svetovej populácie ľudstva.

Skôr so znepokojením sledujeme, že sa Slovensko k podobným výzvam stavia veľmi pasívne, a to napriek tomu, že rovnako ako už mnoho ráz v minulosti stojí na dejinnej križovatke. Môže sa vydať na zdanlivo menej riskantnú lokálnu trať, lenže tá sa vždy končí na slepej koľaji, no môže nasadnúť aj na expresný rýchlik, v ktorom mu asi nebude spočiatku ľahko. História, aj tá

geologická, nám však dáva dostatok argumentov na to, aby sme si zvolili druhú možnosť. Konzervatívne životné formy síce nezriedka prežívajú dlho, ale evolúcia skutočný pokrok dosahuje len ambicióznymi projektmi, ktorých budúci úspech býva spočiatku často neistý. Analógia s vedeckým výskumom je naporúdzi, pretože prostriedky vkladané do vedy sú priamym vkladom do budúceho pokroku. Vždy, a v krízových obdobiach osobitne, sú investície do budúcnosti aj dlhodobo najefektívnejšie. Len ony totiž môžu naplniť cieľ každého ľudského úsilia, ktorým je vyššia kvalita života jednotlivca i celého ľudstva.

Literatúra

De Mulder, E. F. J., 2004: International Year of Planet Earth. Status Report. *23rd Int. Geol. Congress, Firenze. IUGS, 10.*

Schejbal, C., 2004: Lidská společnost a nerostné suroviny *Sbor. věd. prací VŠB TU Ostrava, horn.-geol., 50, 1, 9–22.*

Štýs, S., 2000: Proměny měsíční krajiny v srdci Evropy *Ecocons Pons, PC Grafik Jílové u Děčína, 20.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 179–184

Tektonický vývoj Západných Karpát počas mezozoika

DUŠAN PLAŠIENKA

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK,
Mlynská dolina, 817 04 Bratislava, Slovenská republika

(Doručené 22. 3. 2005)

Tectonic evolution of the Western Carpathians during the Mesozoic

The paper presents an outline of the Mesozoic tectonic evolution of the Western Carpathians partitioned into several regional extensional and contractional tectonic phases. The regional tectonic phases are briefly characterized through their sedimentary, magmatic, metamorphic and structural rock record and their terminology in the Western Carpathians is proposed. The pre-orogenic rifting phases are dominantly indicated by the sedimentary record. They influenced the external orogenic zones and migrated towards the foreland in space and time. Shortening periods associated with folding and nappe thrusting prograded from the hinterland Meliata suture and progressively incorporated foreland zones, which were attenuated by preceding rifting events, into the growing orogenic wedge. Extensional collapse temporarily affected the rear parts of the orogenic wedge and led to exhumation of metamorphic complexes that originated in response to previous crustal thickening periods.

Key words: Western Carpathians, alpinic tectonic progradation, regional tectonic phases

Úvod

Západné Karpaty sú typickým pásmovým kolíznym pohorím, v ktorom deformácia v mezozoiku progradovala generálne z južných (vnútorných) pásiem smerom k severnému predpoliu orogénu. Tektonická progradácia zahŕňa predovšetkým predorogénny rifting, synorogénnú klastickú sedimentáciu, razenie deformačných štruktúr vo viacerých po sebe nasledujúcich štádiách, metamorfnú rekryštalizáciu a väčšinou aj pokontrakčnú exhumáciu, zdvih a eróziu horninových komplexov nahromadených v predchádzajúcom kontrakčnom štádiu.

Rekonštrukcia načrtnutá v tejto práci stojí na dvoch základných pilieroch. Prvým je paleotektonická interpretácia sedimentárneho a sčasti aj magmatického a metamorfného, teda látkového horninového záznamu, a druhým deformačný štruktúrny záznam. Ten sa z vývojového hľadiska interpretuje na základe klasickej štruktúrnej analýzy asociácií najmä mezoskopických štruktúr zostavených do štruktúrnych paragenéz definujúcich deformačné štádiá. Takto vyčlenená relatívna postupnosť deformačných štádií sa definuje pre čo najväčšiu, makroskopickú až megaskopickú doménu – izotektonickú zónu. Deformačné štádiá vyskytujúce sa vo viacerých alebo aj vo všetkých izotektonických zónach v približne rovnakom čase a majúce porovnateľné kinematické charakteristiky potom definujú regionálne tektonické fázy, ktoré sú hlavnou kategóriou paleotektonickej rekonštrukcie orogenetického vývoja Západných Karpát. Tektonické fázy sa združujú do vyššej kategórie – tektonických epoch. Tie sú vymedzené významnými udalosťami v rámci západokarpatského a zväčša aj celého alpsko-karpatského orogénu a odrážajú veľkorozmerové zmeny najmä v kinematike pohybu platní a mikroplatní v oblasti západnej Tetydy.

Cieľom nášho príspevku je stručná definícia regionálnych tektonických fáz najmä v oblasti centrálnych Západných Karpát a pieninského bradlového pásma, a to hlavne v mezozoickom období. Načrtnutá je hierarchia, postupnosť, priestorový a časový rozsah, kinematický charakter, tektonický režim, paleotektonický význam a navrhnutá aj terminológia západokarpatských regionálnych tektonických fáz. Nová terminológia sa zavádza v úsilí potlačiť doteraz nevykorenenú terminológiu stilleovských globálnych tektonických fáz, ktorá v čase platňovotektonickej paradigmy už nemá nijaké opodstatnenie.

Regionálne tektonické fázy mezozoického tektonického vývoja Západných Karpát

Predmetom tejto kapitoly je časová korelácia a systematizácia starších alpidných tektonických procesov a udalostí zaznamenaných v západokarpatských jednotkách. Aby sa zachovala nadväznosť, charakterizujú sa aj neskorovariské permské a mezoalpínske paleogénne udalosti. Rozdelenie na tektonické epochy a terminológia tektonických fáz je návrhom, ktorý má zjednodušiť orientáciu čitateľa v problematike. Faktografická databáza tohto rozdelenia sa opiera o naše syntetické publikované a archivované práce (Plašienka, 1998, 1999, 2002, 2003a, b), ktoré uvádzajú aj rozsiahle primárne literárne zdroje (pre nedostatok miesta na ne odkazujeme). Synoptická tektonostratigrafická schéma na obr. 1 a aj nasledujúci opis regionálnych tektonických udalostí sú zamerané na centrálne Západné Karpaty a pieninské bradlové pásmo

s presahom do priľahlých okrajových zón Vnútorných (turnaikum) a Vonkajších (magurská zóna) Západných Karpát.

Neskorovariská (hnilecká) epocha (280–240 Ma)

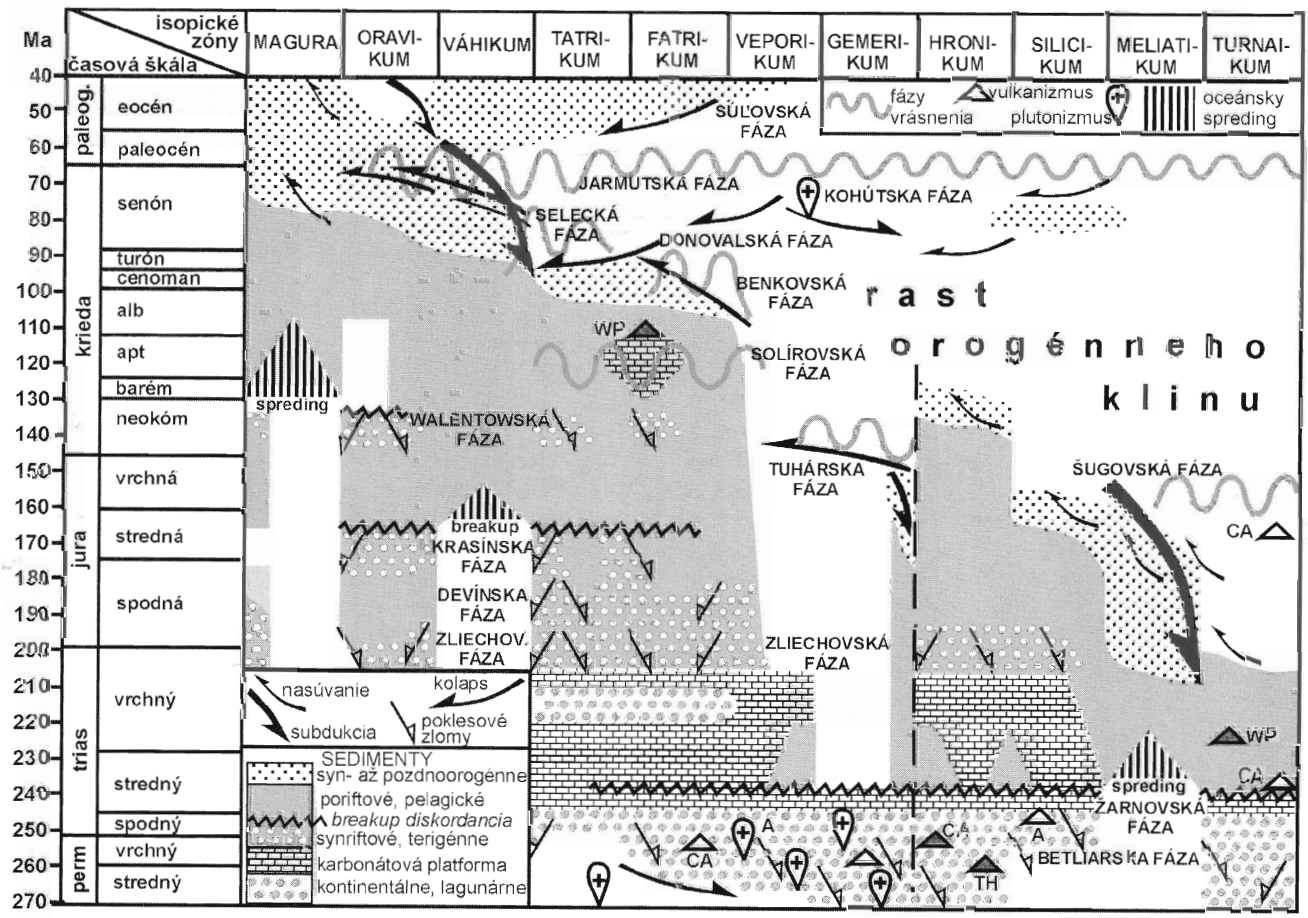
V tejto epoche je vyčlenená *betliarska extenzná fáza* (270–250 Ma, stredný až vrchný perm, obr. 1). Sedimentárny a magmatický záznam celkovo naznačuje dilatačné tektonické prostredie s dominujúcimi extenznými tektonickými režimami v postvariskej kontinentálnej kôre. Variským fundamentom prenikli menšie granitoidné intrúzie asociované s povrchovým vulkanizmom najmä v dnešnom veporiku a gemeriku, teda skôr v externejších zónach variského orogénu. Trvanie kyslého plutonizmu a vulkanizmu zviazaného s riftingom až do spodnej časti stredného triasu indikuje, že terminálne variské udalosti – orogénny kolaps a roztahovanie litosféry – mohli byť geneticky späté s prvými alpidnými distenznými fázami v južných karpatských pásmach, ktoré napokon viedli k otvoreniu meliatskeho oceána.

Variský fundament prekrývajú vrchnopaleozoické a ranomezozoické sedimentárne formácie, najmä kontinentálne *red beds*. Výnimočne hrubá kontinentálna vulkanicko-sedimentárna formácia (ipoltická skupina) buduje bázu príkrovov hronika. Permské *red beds* tu v dvoch erupčných fázach sprevádzal rozsiahly alkalicko-vápenatý až kontinentálny tholeiitický vulkanizmus andezitov a bazaltov. Originálna paleogeografická pozícia tejto zrelej riftovej sekvencie však nie je presnejšie známa.

Paleokimerská (slanská) epocha (240–200 Ma)

Za skutočný začiatok alpidného tektonického cyklu možno v západokarpatskom priestore pokladať konečné roztvorenie *(break up)* meliatskeho oceána, ktorý sa stal geodynamickým motorom západokarpatskej kimerskej a paleoalpínskej orogenézy až po vrchnú kriedu. Strednotriasová až vrchnotriasová paleokimerská epocha bola spätá s viacerými riftovými udalosťami a siaha až po reorganizáciu platňových pohybov na hranici triasu a jury, ktoré vyvolali začiatok subdukcie meliatskeho oceána a rozsiahly rifting severoeurópskeho šelfu.

Meliatické rozpojenie bolo späté so všeobecným riftingom južnejších západokarpatských zón, čo sa prejavilo v ich sedimentárnom zázname. Najvýraznejší je nástup pelagických fácií vo vrchnom anise (pelsóne) meliatickej a turnaickej zóny. Táto strednotriasová riftogénna tektonická fáza, ktorá kulminovala v anise pred asi 240–235 Ma roztvorením meliatskeho oceána, sa volá *žarnovská riftová fáza* (obr. 1). Slabšie sa prejavila aj



Obr. 1. Synoptická tektonostratigrafická schéma mezozoického tektonického vývoja Západných Karpát.
Fig. 1. Synoptic tectonostratigraphic scheme of the Mesozoic tectonic evolution of the Western Carpathians.

v severnejších izotektonických zónach (v siliciku, hroniku, fatriku a tatriku).

V turnaickej zóne – pokladanej za južný v triase ešte pasívny okraj meliatskeho oceána – sa po žarnovskej fáze karbonátové platformy už neobnovili a celý postaniský triasový sled tvoria prevažne pelagické sedimenty. Výrazná je aj karnská „reibelská" udalosť, prejavujúca sa vpádom siliciklastického materiálu a asociovaným vnútroplatňovým vulkanizmom indikujúcim pretrvávajúci distenzný režim. Celý priestor budúcich Západných Karpát v slanskej epoche riadili extenzné litosférické procesy, ktoré mali okrem žarnovskej fázy svoje slabšie pulzy v celom triase.

Mezokimerská (bodvianska) epocha (200–165 Ma)

Mezokimerská epocha, zaberajúca v tejto definícii lias a spodný doger, sa vyznačuje dvomi zásadnými štruktúrotvornými procesmi – riftingom a rozbitím šelfu severného pasívneho okraja meliatskeho oceána, ktorý gradoval do otvárania penninských oceánskych zón, a na druhej strane zasa zmenou južného pasívneho okraja na aktívny s postupným uzatváraním meliatskeho oceána.

Počiatky riftingu na severoeurópskom šelfe spadajú už do rétu, keď sa pravdepodobne v transtenznom režime vytvorila sústava plytkých kössenských panvev. Ale úplne nový systém výrazne subsidujúcich panvev a vyvýšených prahov vznikol v spodnom liase. Nasledujúca termálna subsidencia svedčí o tom, že extenzia bola celolitosférická. Pri spodnojurskom riftingu vznikli široké panvové zóny lemované systémami polgrabenov oddelenými úzkymi prahovými zónami dodávajúcimi terigénny klastický materiál do panvev. Typickým príkladom takejto širokej extenznej panvy založenej ešte na hranici triasu a jury bola zliechovská panva fatrickej izotektonickej zóny, preto sa aj riftové udalosti tohto obdobia označujú ako *zliechovská extenzná fáza* (okolo 200–190 Ma, hetanž – sinemúr, obr. 1).

Ďalšou, podružnejšou riftovou udalosťou neokimerskej epochy bola *devínska riftová fáza* na konci liasu (okolo 185–175 Ma, toark). Dobre ju možno dokumentovať v najsevernejších slovenskokarpatských tektonických zónach – v infratatrickej, tatrickej a čiastočne aj vo fatrickej (obr. 1).

Bajocká *krasinská riftová fáza* (170–165 Ma, obr. 1) mimoriadne silne ovplyvnila vývoj zón na S od severotatrického chrbta, kde bezprostredne predchádzala konečnému roztvoreniu váhickej oceánskej zóny medzi oravikom a infratatrikom. V oraviku sa prejavila zásadnou reorganizáciou paleogeografickej situácie – na mieste pôvodných polgrabenov zliechovskej fázy vyplnených anoxickými hemipelagickými sedimentmi vznikol plytkovodný czorsztynský prah prechádzajúci na vnútornej strane do subsidujúcich kysucko-pieninských panvev, ktoré zrejme nadväzovali na otvárajúcu sa oceánsku panvu váhika. Synriftové plytkovodné bioklastické uloženiny czorsztynského prahu bohaté na siliciklastický terigénny materiál sú sprevádzané neptunickými dajkami a prizlomovými brekciami. Ich nadložie tvoria kondenzované vrchnojurské postriftové formácie. Vrchnobajocko-spodnobatský kolaps a *breakupová* nesúhlasnosť medzi synriftovými a postriftovými sedimentmi sa zaregistrovali aj v elevačných oblastiach na J od váhického oceána.

Súčasne a neskôr na zdvih czorsztynského chrbta poklesli bazénové priestory (magurská, váhická, šiprúnska a zliechovská panva) do abyssálnej hĺbky pod CCD, čo indikuje častá prítomnosť kelovejsko-oxfordských a vo váhiku až titónskych rádiolaritov. Otváranie váhického oceána je na jeho južnom, slovenskokarpatskom okraji dobre zaznamenané najmä v malokarpatských sukcesiách infratatrika a severnej časti tatrika. V infratatrickej borinskej sukcesii boli vrchnoliasové karbonátové prizlomové formácie a anoxické hemipelagity vystriedané hrubými tesniacimi zlomami *(apron)* polymiktných prizlomových brekcií, ktoré zrejme registrujú extenznú aktivitu na asymetrickom riftovom zlome v pozícii proximálneho okraja spodnej platne výrazne asymetrickej riftovej zóny (Plašienka, 2003a).

Pre začiatok mezokimerskej epochy v oblasti Západných Karpát bol charakteristický pravdepodobne aj vznik konvergentnej subdukčnej zóny pri vnútornom okraji meliatskeho oceána, čo dokumentuje nástup synorogénnych olistostrómových formácií od spodnej jury v meliatiku a turnaiku.

Neokimerská (ipeľská) epocha (165–130 Ma)

Na rozhraní jury a kriedy v Západných Karpatoch nadalej súčasne fungovali obidva základné tektonické režimy – extenzia v predpolí a kompresia v tyle vyvíjajúceho sa orogénneho klina. Začiatok epochy sa kladie na úroveň 165 Ma, čo je približný vek roztvorenia váhického oceána, a prvej kolíznej udalosti po uzavretí meliatskeho oceána. Jej koniec je daný poslednou významnou riftovou udalosťou – roztvorením magurského oceána a skončením násunov vo vnútorných zónach centrálnych Západných Karpát.

Subdukčný proces vo Vnútorných Západných Karpatoch sa skončil významnou kolíznou udalosťou po úplnom pohltení oceánskej kôry meliatickej zóny. Táto prvá výrazne kontrakčná tektonická fáza alpidného cyklu sa označuje ako *šugovská kompresná fáza* (pred 170–150 Ma, čo je spodný bajok až spodný titón) a nadväzuje na subdukčno-akrečný proces už od 180 a viac Ma. Názov je motivovaný klasickým výskytom vysokoteplotných metamorfitov bôrčanského príkrovu v Šugovskej doline. Šugovskú fázu dokumentuje viac penetračných deformačných štádií a s nimi spätých tektonickometamorfných fenoménov a sedimentárny záznam.

Najmladšie sedimenty juhoveporických pokryvných sukcesií ležia v podloží trosiek príkrovov gemerika, takže násun gemerika bol zjavne hlavnou tektonickou udalosťou tohto obdobia v južných zónach centrálnych Západných Karpát. Etapa príkrovového umiestňovania gemerika sa volá *tuhárska kompresná faza* a jej pravdepodobný vek je medzi 145 a 130 Ma (berias – hoteriv). Zahŕňa viac deformačných štádií.

V strednej a vrchnej jure czorsztynský prah od severoeurópskej platformy oddeľovala pelagická panva, ktorá vznikla ešte v zliechovskej extenznej fáze a mohla aspoň sčasti dospieť do štádia asymetrického *breakupu* a tvorby novej oceánskej kôry už v jure. Najstaršia krieda sa však v magurskej panve a v priľahlej časti oravika – na czorsztynskom prahu – stala obdobím paleogeografickej reorganizácie, ktorá sa interpretuje ako *walentówska riftová fáza* (140–130 Ma, valangin – hoteriv, obr. 1). Názov je odvodený od „walentówskych brekcií", čo sú telesá prizlomových karbonátových resedimentov v nahor sa splytčujúcom beriasko-spodnovalanginskom slede czorsztynskej jednotky. Ďalšími indikátormi tektonickej aktivity sú znaky vynorenia, krasovatenia a resedimentácie v panvových oblastiach. Naproti tomu v centrálnych častiach magurskej panvy nastala po baréme rýchla subsidencia do abysálnej hĺbky pod CCD.

Walentówsky rifting sa však uplatnil aj v severnejších zónach slovenskokarpatského systému. Jeho najvýraznejším prejavom je nozdrovická brekcia a turbiditové sekvencie vo fatrických sukcesiách. Alodapické kalciturbidity sa vyskytujú aj v okolí severotatrického prahu a prizlomové brekcie tohto veku boli zrejme tiež súčasťou humienieckej sukcesie infratatrika (Považský Inovec). Indikuje to výrazne extenzný tektonický režim v severnejších západokarpatských zónach v tomto období.

Paleoalpínska (hronská) epocha (130–90 Ma)

Strednokriedová paleoalpínska epocha v Západných Karpatoch zahŕňa prvé významné kompresné tektonické udalosti postihujúce zóny na S od južného veporika a možno ju definovať ako etapu aktivizácie a rozvoja progradačnej vetvy západokarpatského orogénneho klina. Končí sa donovalskou kolapsovou fázou vo vrchnom turóne, keď sa umiestnili rozsiahle pripovrchové príkrovy fatrika a pravdepodobne aj hronika.

Poslednou predorogénnou tektonickou fázou zaznamenanou v sedimentárnych sledoch externejších slovenskokarpatských jednotiek je barémsko-spodnoalbská (približne 130–110 Ma) *solírovská fáza* (obr. 1). Názov je odvodený od turbiditového solírovského súvrstvia orešianskej a solírovskej sukcesie malokarpatského tatrika. Solírovská fáza sa výrazne prejavila len v prahových zónach na J od váhického oceána (juhotatrický a severotatrický prah). Obidva tatrické prahy sa v tomto období naposledy zdvihli z neritickej až batyálnej hĺbky do fotickej zóny, ale potom sa opäť rýchlo ponorili a zakrátko boli pochované pod hemipelagické a napokon aj flyšové usadeniny. Hlavným sedimentárnym záznamom solírovskej fázy sú masové resedimenty lemujúce svahy tektonicky zvýraznených vnútropanvových elevácií tohto obdobia. Na južnom okraji zliechovskej panvy fatrika sa generovali olistostrómové telesá karbonátových vlkolínskych brekcií. Na severnom – vysockom okraji tejto panvy sa zasa vyskytujú produkty svahovej resedimentácie materiálu juhotatrickej urgónskej karbonátovej platformy. Do strednokriedového obdobia spadá aj maximum prejavov objemovo podradného submarinného, geochemicky primitívneho mafického vulkanizmu.

Opätovnú aktivizáciu prográdnej vetvy západokarpatského orogénneho klina zaznamenala albsko-cenomanská (110–95 Ma) *benkovská kompresná fáza*, ktorá viacerými deformačnými štádiami postihla najmä severoveporickú, fatrickú a juhotatrickú zónu.

Benkovská fáza plynulo nadviazala na predchádzajúcu solírovskú fázu a ich prechod sprostredkovalo vytvorenie celokôrového násunového zlomu medzi zliechovskou panvou fatrika a jej južným, veľkobockým okrajom severného veporika. Pozdĺž tohto zlomu sa potom v celej benkovskej fáze stenčená kôra zliechovskej panvy podsúvala pod veporický orogénny klin. V albe sa v predpolí konvergentného pásma, v spodnej tatricko-fatrickej platni, vytvorila flexúrna predhlbina so synorogénnou flyšovou sedimentáciou (porubské súvrstvie) a od vnútorného okraja zliechovskej panvy sa začalo odliepanie a prvotné kopenie jej sedimentárnej výplne. Hlavná deformácia sa však koncentrovala do komplexov na špičke veporického klina, osobitne do jednotky Veľkého boka nad kôrovým násunovým zlomom. Pravdepodobným povrchovým efektom bol topografický, eróziou kontrolovaný zdvih tyla veporického klina, ktorý vytvoril kolízne horstvo („Andrusovovo pohorie"), poskytujúce hruboklastický, v značnej časti „exotický" materiál do porubsko-klapskej flyšovej panvy svojho predpolia.

V druhej polovici benkovskej fázy – v cenomane a spodnom turóne – sa skracovaný zliechovsko-klapský bazén postupne vyplnil neritickými až litorálnymi sedimentmi (orlovské súvrstvie) a uzavrel, čím sa špička veporického klina dostala do kolízie s juhotatrickým chrbtom. Niektoré jurské extenzné štruktúry juhotatrickej zóny boli invertované, kým veľkobocká špička klina podľahla dodatočnému skráteniu (Plašienka, 2003b).

Finále vývoja strednokriedového konvergentného systému medzi tatrikom a veporikom znamenala *donovalská príkrovová fáza*, v ktorej sa pred približne 90 Ma umiestnil najskôr krížňanský príkrov s. l. a asi o niečo neskôr aj hronický príkrovový systém. Túto fázu možno chápať ako finálny pripovrchový efekt predchádzajúcich výrazne kontrakčných udalostí. Sčasti gravitačné, divertikulačné umiestňovanie superficiálnych príkrovov umožnila vhodná konfigurácia konvergentnej zóny, keďže šiprúnska hlbokovodná panva a váhický oceán v jej predpolí vytvárali výrazný paleotopografický potenciál pre gravitáciou kontrolovanú redistribúciu pripovrchových jednotiek. Tie mali navyše aj vhodnú stratifikovanú reológiu s dostatkom potenciálnych zón odliepania potrebných na vytvorenie nízkoviskóznych bazálnych plôch pripovrchových príkrovov.

Mezoalpínska (vážska) epocha (90–15 Ma)

Mezoalpínske obdobie pokrýva dlhý časový diapazón od turónu až po spodný/stredný miocén a zahŕňa množstvo tektonických udalostí, ktoré mali na stavbu Západných Karpát zásadný vplyv. Začalo sa „preskočením" hlavnej oblasti skracovania na severný okraj slovenskokarpatského bloku a súčasným rozsiahlym extenzným

kolapsom zázemia konvergentnej zóny, pokračovalo progradáciou orogénneho klina cez predchádzajúcou extenziou predpolia oslabené penninické domény a skončilo sa finálnou „mäkkou" kolíziou čela klina so severoeurópskou platformou v spodnom miocéne, po ktorej už stavbu Karpát ovplyvňovala hlavne zaoblúková extenzia.

V spodnom senóne nastala relokácia zóny skracovania na rozhranie váhickej a infratatrickej zóny, kde sa potom v senóne zlikvidovala váhická oceánska zóna subdukciou pod slovenskokarpatský orogénny klin. Toto obdobie sa až po počiatky kolízie špičky klina s oravickým kontinentálnym ribónom, t. j. medzi 85 a 70 Ma, označuje ako *selecká kontrakčná fáza*. Zodpovedajúce deformačné štádiá indikujú tektonické hrubnutie a pochovávanie jednotiek na rozhraní medzi slovenskokarpatským kontinentálnym blokom a váhickou oceánskou zónou, v širšom zmysle podsúvanie – subdukciu váhickej litosféry pod orogénny klin. Pred konvergentnou zónou sa vytvorila flexúrna santónsko-kampánska flyšová predhlbina, ktorá zahŕňala váhickú, oravickú aj magurskú izotektonickú zónu. Túto panvu vyplnili najmä nahor hrubnúce flyšové až divokoflyšové komplexy.

Druhým typom synorogénnych sedimentov seleckej fázy je „popríkrovová" gosauská skupina, ktorá transgresívne prekrýva rôzne členy jednotiek fatrika a hronika, ako aj jednotiek severných Vápencových Álp. Diskordancia na jej báze je najmenej výrazná pri predpokladaných fatrických jednotkách „pribradlového" pásma, akou je manínska a klapská, ktoré tvorili „falošný" akrečný komplex v nadloží subdukovanej váhickej oceánskej zóny.

V senóne (90–75 Ma) prebehol v južných častiach Západných Karpát iný proces zásadného významu, ktorý sa zaraďuje do *kohútskej extenznej fázy*. Bol to extenzný kolaps skracovaním zhrubnutej kontinentálnej kôry tylových častí orogénneho klina a exhumáciou veporického metamorfného jadrového komplexu, ktorá sa výrazne zaznamenala v penetračných deformačných štádiách.

Na seleckú fázu na špičke orogénneho klina bezprostredne nadviazala *jarmutská kontrakčná fáza* v mástrichte a dáne pred 70–60 Ma. Tá zahŕňa deformačné štádiá v čele klina, ktoré možno interpretovať ako odliepanie sedimentárnych sukcesií oravika a ich hromadenia do prvotného vrásovonásunového pásma v dôsledku kolízie oravického kontinentálneho ribónu s čelom slovenskokarpatského klina sprevádzaného dodatočným skrátením v komplexoch váhika a infratatrika v pozícii *backstopu*. Pred čelom oravického akrečného komplexu sa na južnom okraji magurskej zóny vytvorila synorogénna jarmutská panva obsahujúca hrubé klastiká derivované z oravických súvrství, v tyle nastala jeho amalgamácia so špičkou slovenskokarpatského klina reprezentovanou frontálnymi jednotkami fatrika, tatrika a hronika, z ktorých časť sa potom inkorporovala do neskôr sformovaného pieninského bradlového pásma. Ako finále sa potom čelo oravického vrásovonásunového pásma presunulo cez najvnútornejšie magurské jednotky, najmä cez grajciarsku jednotku s jarmutským súvrstvím. Za špičkou klina v dnešnej „pribradlovej" zóne panovalo veľmi dynamické a variabilné sedimentačné prostredie aj s plytkovodnými biohermami, ale tie boli neskôr zväčša deštruované a sú známe najmä vo forme olistolitov. Javy „kanibalizmu" a rozsiahlej recyklácie materiálu v panvách „pribradlového paleogénu" na západnom Slovensku, ako aj výrazné a rýchle batymetrické zmeny možno interpretovať ako indície kompresných nesených panieV s rastovými štruktúrami.

Súveké kontrakčné štádiá sa vo veporskom pásme označujú ako *zdychavská* a v Slovenskom krase ako *miglinecká fáza* a poukazujú na retropropagáciu tejto kompresnej udalosti ďaleko do tyla predchádzajúcou extenziou termálne zmäknutého orogénneho klina. Dominantným tektonickým režimom v stredoslovenskom veporickom a v gemerickom fundamente bola sinistrálna transpresia pozdĺž významných vrásovoprešmykových štruktúr smeru JZ–SV, ako je čertovické, osrblianske, pohorelské, muránske, zdychavské, lubenícke a transgemerické zlomové pásmo. Vyššie ležiace príkrovové komplexy silicika sa do značnej miery správali nezávisle od fundamentu a vznikali v nich krehké štruktúry poukazujúce tiež na skrátenie v smere S–J, ale s dominujúcim ortogonálnym skrátením resp. miestami s dextrálnymi transpresnými štruktúrami na zlomoch smeru ZSZ–VJV. Dominujú vejárovité synklinóriá s osami generálne smeru Z–V (Slovenský kras, Slovenský raj).

Po jarmutskej kompresii, ktorá zachvátila celý klin, nastal v eocéne (55–40 Ma) opätovný kolaps, ale v tomto prípade siahal len po veporsko-gemerské pásmo, kým Vnútorné Západné Karpaty zostali v kontrakčnom režime. Obdobie založenia a výraznej tektonickej subsidencie centrálnokarpatskej paleogénnej panvy sa označuje ako *súľovská extenzná fáza*.

Záver

Z predchádzajúceho opisu a synoptickej schémy na obr. 1 vyplýva čiastočná synchrónnosť extenzných a kompresných udalostí najmä v jure a v spodnej kriede. Riftové fázy, indikované hlavne sedimentárnym záznamom, sa viažu na predpolie a migrovali v čase a priestore do stále externejších zón. Kontrakčné fázy progradovali z interných zón z priestoru meliatskej sutúry a v mezozoiku postupne anektovali riftingom a extenziou oslabené zóny centrálnych Západných Karpát a postupne ich inkorporovali do stále rastúceho západokarpatského orogénneho klina. Záverečné fázy vývoja klina boli sprevádzané extenznými kolapsovými udalosťami, pri ktorých sa exhumovali metamorfné komplexy (južné veporikum) sformované ako výsledok predchádzajúceho kontrakčného hrubnutia kôry.

Poďakovanie. Práca vznikla v rámci grantovej úlohy 4095. Agentúre VEGA ďakujeme za prostriedky poskytnuté na výskum.

Literatúra

Plašienka, D., 1998: Paleotectonic evolution of the Central Western Carpathians during the Jurassic and Cretaceous. *In M. Rakús (ed.), Geodynamic development of the Western Carpathians. Geol. Surv. Slov. Rep., D. Štúr Publ., Bratislava, 107–130.*

Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model

jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. *Bratislava, Veda, 127*

Plašienka, D. 2002. Alpidná tektonická progradácia a jej štruktúrny záznam v jednotkách Západných Karpát. [Dizertačná práca.] *GÚ SAV Bratislava, 149.*

Plašienka, D., 2003a: Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians. *Mitt Österr Geol Gesell, 93, 2000, 79–98.*

Plašienka, D. 2003b: Development of basement-involved fold and thrust structures exemplified by the Tatric–Fatric–Veporic nappe system of the Western Carpathians (Slovakia). *Geodinamica Acta, 16, 21–38.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 185–188

Geodynamický vývoj Západných Karpát v paleozoiku – pokus o rekonštrukciu z magmatického záznamu

PETER IVAN

Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovenská republika
Ivan@fns.uniba.sk

(Doručené 31. 3. 2005)

Paleozoic geodynamic evolution of Western Carpathians: Attempt of its reconstruction from magmatic record

Identification of the geochemical type of magmatism seems to be important tool for reconstruction of the Paleozoic geodynamic evolution of the Western Carpathians. Evidence for a rifted volcanic arc probably contemporaneous with the formation of lower crustal mafic complexes has been found for the Ordovician time. Subduction of the oceanic crust and related granitoid bodies formation in a magmatic arc are supposed for the Lower Carboniferous. Further period of convergent geodynamic regime and volcanic arc formation related to Upper Carboniferous/Permian time was terminated by back-arc opening in the Middle Triassic.

Key words: Western Carpathians, Paleozoic, geodynamics, magmatism

Geodynamický model a jeho problémy

Najvyšším spoločným cieľom geologických vied v súčasnosti je rekonštrukcia evolúcie geologických celkov v podobe geodynamických modelov rozličnej časovej a priestorovej úrovne, ale v prípade paleozoických útvarov Západných Karpát však takýto model stále chýba.

Teoretický postup pri konštrukcii geodynamického modelu je nasledujúci: (1) petrografická identifikácia hornín, (2) združenie hornín do litostratigrafických jednotiek, (3) určenie geodynamického prostredia vzniku týchto jednotiek, zdroja ich sedimentov a času vzniku, (4) určenie p, T, t parametrov a ich metamorfnej evolúcie a (5) dešifrovanie tektonickej evolúcie a jej chronológia.

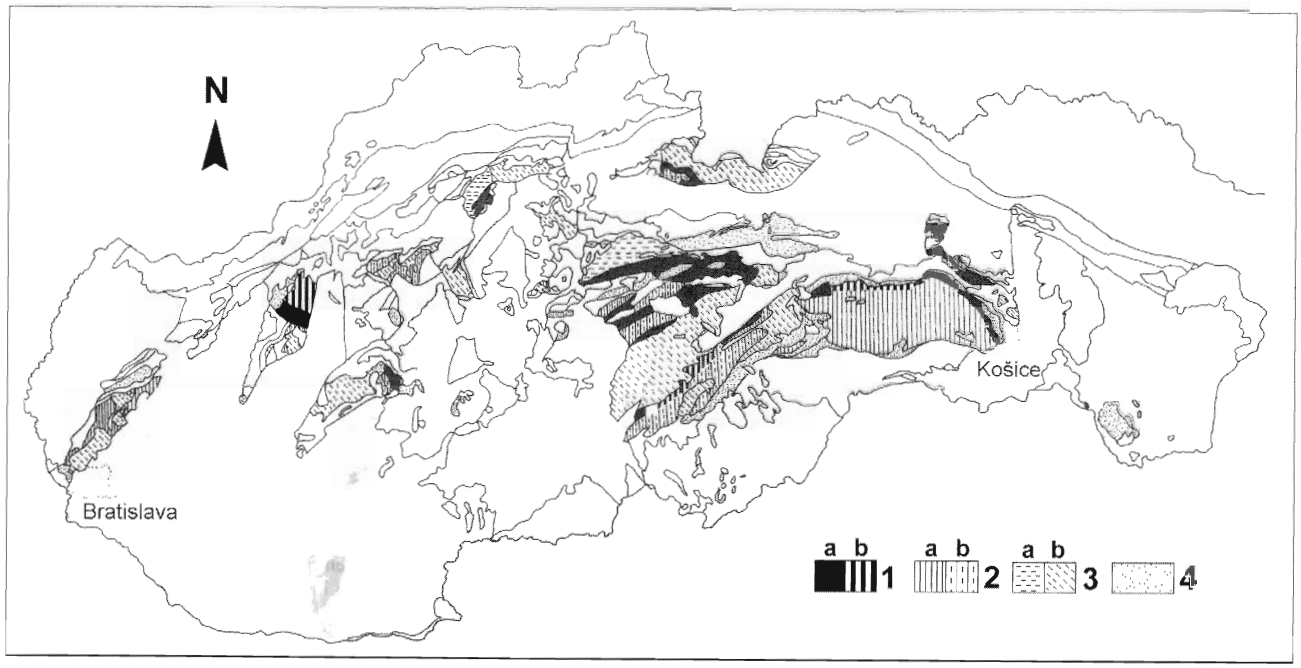
Konfrontácia týchto bodov so stavom výskumu západokarpatského paleozoika jasne ukazuje, že množstvo údajov nevyhnutne potrebných pri tvorbe hodnoverného modelu doteraz chýba. Súčasné poznanie paleozoických komplexov poskytuje iba neúplný, mozaikovitý pohľad na geodynamické procesy zodpovedné za ich vznik. Jedným z produktívnych postupov je hľadanie väzieb medzi geochemickými charakteristikami magmatických hornín a geodynamickým prostredím ich vzniku, ktoré poskytuje spoľahlivé výsledky najmä pri bázických vulkanitoch, ale interpretácia sa komplikuje smerom k acidnému zloženiu a k plutonitom.

Paleozoický magmatizmus a geodynamické prostredia

Užitočným východiskom charakteristiky magmatizmu, a teda aj geodynamických procesov v paleozoiku sa ukazuje litologické členenie predalpínskych komplexov Západných Karpát (Hovorka et al., 1994) na: (1) leptyno-amfibolitový komplex (LAK), staropaleozoické vulkanicko-sedimentárne komplexy (EPA), predalpínske granitoidy (PAG) a mladopaleozoické vulkanickosedimentárne komplexy (LAP), ktoré schematicky znázorňuje obr. 1.

Litologicky značne pestrý, polygenetický a polymetamorfovaný leptyno-amfibolitový komplex je známy z gemerika, veporika aj tatrika (Hovorka et al., 1997). Jeho charakteristickým členom sú bimodálne metamagmatity – usmernené amfibolity striedajúce sa s leptynitmi (tzv. páskované amfibolity) vyskytujúce sa spolu s rôznymi typmi anatexitov, ktoré lokálne prechádzajú až do granitoidov. Komplex obsahuje enklávy retrogresne metamorfovaných eklogitov, peridotitov, zriedkavejšie aj iných typov hornín. Lokálne je intenzívne fylonitizovaný za vzniku petrograficky rozličných typov svorov, zelených bridlíc a fylitov. Geochemická charakteristika usmernených amfibolitov indikuje ich pôvod z nefrakcionovanej bazaltovej magmy, ako aj z jej kumulátov a diferenciátov. Distribúcia immobilných stopových prvkov bola zväčša blízka tholeiitom ostrovných oblúkov (IAT) s presahom do normálnych bazaltov stredooceánskych riftov (N-MORB) alebo do vápenato-alkalických bazaltov, čo je typický znak bazaltov zaoblúkových bazénov (BABB).

Leptynity nie sú geochemicky jednotnou skupinou a to odráža rozdiely v ich genéze resp. v primárnom minerálnom zložení. Časť z nich by sa dala interpretovať ako koncové produkty diferenciácie bazaltovej magmy, iná ako frakcia pôvodne tvorená iba bázickým plagioklasom. Zdá sa, že niektoré leptynity boli ovplyvnené naloženými anatektickými procesmi. Enklávy retrogresiou postihnutých eklogitov majú geochemickú charakteristiku blízku N-MORB/BABB, na S od Heľpy aj tholeiitom oceánskych ostrovov (OIT), ale zložením sa vždy zreteľne odlišujú od usmernených amfibolitov v ich okolí. Aspoň časť enklávy metaultrabazitov sa zdá byť kumulátom magmy zhodného typu ako retrogresné eklogity. Všeobecné rozší-



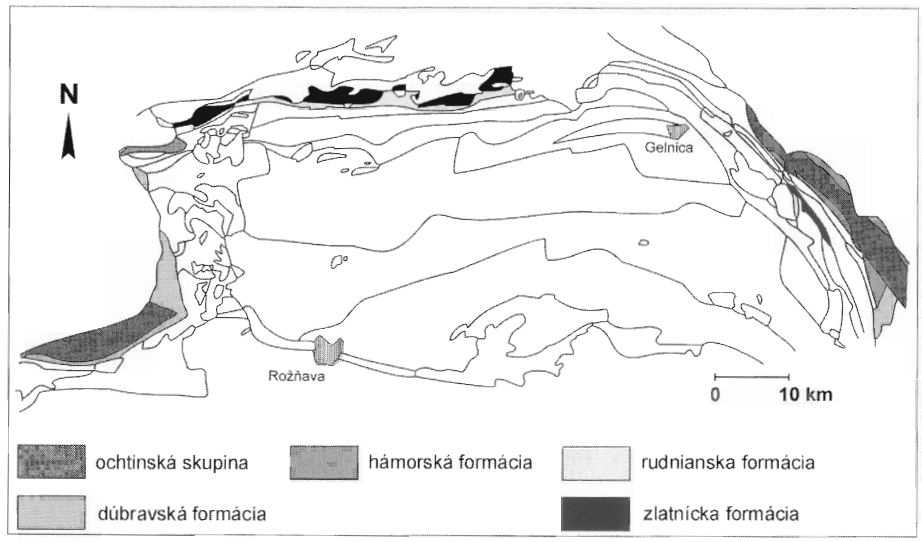
Obr. 1. Schematický náčrt litologického členenia paleozoických komplexov Západných Karpát. 1 – leptyno-amfibolitový komplex (LAK), jeho anatexity a fylonity – zistený (a), predpokladaný (b), 2 – staropaleozoické vulkanickosedimentárne komplexy (EPA) – (a) zistené, (b) predpokladané, 3 – predalpínske granitoidy (PAG) – (a) *in situ*, (b) intruzívne, 4 – mladopaleozoické vulkanickosedimentárne komplexy

Fig. 1. Outline of lithological division of Paleozoic complexes of Western Carpathians. 1 – leptyno-amphibolite complex (LAC), its anatexites and phyllonites – found (a), supposed (b), 2 – Lower Paleozoic volcanosedimentary complexes (EPA) – found (a), supposed (b), 3 – Pre-Alpine granitoids (PAG) – (a) *in situ*, (b) intrusive, 4 – Upper Paleozoic volcanosedimentary complexes.

renie LAK-u v európskych variscidách, zhoda v litologickom obsahu a zväčša aj blízkosť chemického zloženia a vekových parametrov podčiarkujú jeho význam pri formovaní kôry. Hoci názory na genézu tohto komplexu nie sú jednotné, hromadiace sa dôkazy ako najpravdepodobnejšiu podporujú interpretáciu, že LAK je primárne spodnokôrovým magmatickým komplexom, ktorý vznikol podstielaním staršej kôry (ostrovnooblúkovej?) magmou generovanou vo väzbe na zónu subdukcie, a to zrejme vo fáze zaoblúkovej extenzie. Enklávy eklogitov, metaultrabazitov a ďalších menej rozšírených typov hornín tvoriace súčasť komplexu sú asi časťami staršej subdukčne metamorfovanej oceánskej kôry. Vek komplexu je staropaleozoický (ordovik?).

Pri nasledujúcej exhumácii komplex viacnásobne metamorfne prepracovala príp. postihla anatexia. Časť anatexitov sa v ostatnom čase označuje ako ortoruly a všeobecne sa považuje za synkolízne peraluminózne granitoidy typu S, ktorých formovanie sa predpokladá od ordovika (~ 450 Ma) po vrchný devón a ich strižná synkinematická deformácia od 405 do 370 Ma (Kohút, 2004, a citácie v tejto práci; Majdán et al., 2004).

EPA komplexy prevládajú v súčasnej stavbe gemerika. Vápenato-alkalický vulkanizmus bázického až acidného zloženia pri prevahe acidných vulkanoklastík sedimentujúcich z turbiditných prúdov v ordovickej (až silúrskej?) gelnickej skupine indikuje jej vznik v suprasubdukčnom prostredí blízko vulkanického oblúka. Prítomnosť bázických vulkanitov typu OIT/CT a BABB prezrádza uplatnenie zaoblúkového riftingu a lokalizuje vznik komplexov gelnickej skupiny na kontinentálny svah príp. na úpätie orientované do zaoblúkového bazéna, založeného asi na ensialickom ostrovnom oblúku. Reliktom výplne tohto zaoblúkového bazéna v iniciálnom štádiu otvárania je rakovecká skupina, ktorú v spodnej časti tvoria subakvatické lávové prúdy bazaltov vystriedané redeponovanými bázickými vulkanoklastikami spolu s ílovitými sedimentmi vo vrchnej časti. Vulkanity takmer výlučne patria do typu OIB (Ivan, 1994). Medzi EPA komplexy okrem gemerika patrí aj pezinská a pernecká skupina v malokarpatskom kryštaliniku. Devónska pezinská skupina, ktorú tvoria prevažne drobové sedimenty s prejavmi izochrónneho bazaltového vulkanizmu typu OIT/CT, predstavuje časť výplne riftogénneho bazéna vytvoreného zrejme v tyle magmatického oblúka. Pernecká skupina, ktorú tvoria bazalty, dolerity a gabrá typu N-MORB s malým množstvom hlbinných oceánskych sedimentov a so stratiformnou pyritovou mineralizáciou blízkou cyperskému typu je zhodná s vrchnou časťou typického ofiolitového profilu, čiže reprezentuje vrchnú časť oceánskej kôry. Vek perneckej skupiny rovnako ako vek jej tektonického zbliženia s pezinskou skupinou je starší ako visén (Ivan et al., 2002). Najstarším LAP komplexom je spodnokarbónska ochtinská skupina (zahŕňajúca aj pôvodne samostatnú črmeľskú skupinu; obr. 2) a obsahuje dva geochemické typy bazaltov: (1) BABB a (2) prechodné typy medzi BABB a obohatenými bazaltmi stredooceánskych chrbtov (E-MORB; Ivan a Ježová, 2003). Analogické typy vulkanitov sa recentne vyskytujú v predoblúkových akrečných prizmách spätých so subdukciou menších oceánskych bazénov a samotná ochtinská skupina reprezentuje



Obr. 2. Schéma litostratigrafických jednotiek karbónu severného gemerika. Ochtinská skupina pravdepodobne reprezentuje relikt predoblúkového bazéna s olistolitmi oceánskej kôry, zlatnícka formácia je zvyškom oceánskej kôry zaoblúkového bazéna.

Fig. 2. Scheme of Carboniferous lithostratigraphic units of the Northern Gemericum. Ochtiná Group probable represents the relict of fore-arc basin with olistoliths of oceanic crust. Zlatník Formation represents the relict of oceanic crust of back-arc basin.

silne tektonizovanú a metamorfovanú melanž, ktorá sa pôvodne formovala v prostredí predoblúkového bazéna.

Reliktom dna zaoblúkového bazéna oceánskeho typu je aj karbónska zlatnícka formácia (Ivan, 1997; obr. 2). Tvoria ju bazalty, dolerity, gabrá blízke typu BABB a pelitické sedimenty reprezentujúce vrchnú časť pôvodného profilu oceánskou kôrou. Kým v západnej časti je skôr súvislým príkrovom, v strednej jej stavba pripomína melanž. V časti hornín sa zachovali znaky metamorfózy typu oceánskych riftov a zriedka aj relikty subdukčnej metamorfózy vo fácii modrých bridlíc (Ivan, 2004). Komplex metamorfovaných karbonátov a bázických až intermediálnych metavulkanoklastík v gemerskej ostrohe, ktorý sa pôvodne tiež pokladal za zlatnícke súvrstvie (formáciu), predstavuje výplň bazéna priliehajúceho k vulkanickému oblúku zóny konvergencie. Metamorfované vulkanoklastiká totiž sú geochemicky blízke oblúkovým vápenato-alkalickým horninám. Pravdepodobne analogický pôvod majú dacitovo-ryolitové vulkanity a vulkanoklastiká (vrátane ignimbritov) vrchnokarbónskeho veku z oblasti zemplinika, ale moderné údaje o nich chýbajú. Permské vulkanickosedimentárne komplexy sa v podobe príkrovov a šupín variabilného rozsahu zúčastňujú na súčasnej stavbe meliatika, gemerika, hronika, zemplinika a veporika. V permských komplexoch sa objavujú vulkanity a vulkanoklastiká širokého kompozičného rozsahu od bazaltov až po ryolity, geochemicky zodpovedajú typickým vápenato-alkalickým vulkanitom a predstavujú relikty výplne bazénov priliehajúcich k vulkanickému oblúku založenému na staršom fundamente zložitej stavby (Ivan et al., 2002). Na základe existencie komplexov s prevahou acidných vulkanitov (krompašská skupina) popri komplexoch s dominujúcimi bázickými vulkanitmi (malužinská formácia) možno uvažovať o zrelom štádiu evolúcie magmatického oblúka (cf. Lawton a McMillan, 1999), ktoré pokračovalo ďalej v triase, keď prešlo do zaoblúkového riftingu (Ivan, 2002).

Interpretácia permského vulkanizmu ako produktu kontinentálneho riftingu (Dostál et al., 2002) nemá oporu v jeho geochemických charakteristikách a rovnako ani triasových ryolitov z muránskeho a drienockého príkrovu ako alkalických a anorogénnych (Uher et al., 2002) nie je z distribúcie relevantných stopových prvkov v nich dokázateľná. Za možný prejav začínajúceho riftingu však možno považovať osobitý typ ryolitov v exotických zlepencoch klapskej a manínskej jednotky bohatých na Zr, ktorých pravdepodobným zdrojom boli už erodované jednotky Vnútorných Západných Karpát.

Geodynamickú evolúciu Západných Karpát v paleozoiku môžu vo veľkej miere dokresliť aj geochemické a geochronologické údaje o predalpínskych granitoidoch (PAG). Granitoidy (okrem už spomenutých ortorúl) sa sformovali v dvoch hlavných obdobiach – v spodnom karbóne (~ 350 Ma) a v perme (~ 270 Ma), hoci úplne vylúčená nie je ani prítomnosť vrchnokarbónskych a spodnotriasových granitoidov (Finger et al., 2003, a citácie v tejto práci). Spodnokarbónske granitoidy patria do typu S a I, pričom prvé mohli vekovo predbehnúť druhý typ. Pripúšťa sa ich pôvod zo zvetranej a sedimentárne prepracovanej kôry vulkanického oblúka a ako geodynamický režim zodpovedný za ich vznik sa uvádza variská kolízia a tavenie v kolízne zhrubnutej kôre. Orogénny deformačný proces ako zdroj metamorfózy a tavenia granitoidov však zrejme má obmedzený potenciál. Rozhodujúcu úlohu má skôr preexistujúca horúca zaoblúková litosféra (cf. Hyndman et al., 2005). Z tohto hľadiska je pozoruhodná podobnosť geochemických a izotopových pomerov, ako aj vekových vzťahov našich spodnokarbónskych granitoidov typu I a S k pomerom v batolitoch polostrovného chrbta v typickom plutonitovom páse na aktívnom okraji kontinentu (napr. Gromet a Silver, 1987), kde sa ako možný zdroj obidvoch typov predpokladá parciálne tavenie mafického spodnokôrového materiálu. Malé intruzívne telesá permských granitoidov sa kvalifikujú ako typ S a A a pokladajú sa za produkty postkolíznej extenzie a iniciálneho riftingu (napr. Poller et al., 2002). Ale pretože uvádzané typy A geochemicky nepatria medzi typické anorogénne granitoidy, nie je ich prítomnosť jednoznačným dôkazom typického riftingu spätého s vnútroplatňovou plášťovou magmou, ale skôr indikuje extenziu v magmatickom oblúku ako počiatok tvorby zaoblúkového bazéna.

Západné Karpaty v globálnejšej schéme paleozoickej evolúcie

Prehľad geodynamických prostredí odvodený z geochemických osobitostí paleozoického magmatizmu jasne potvrdzuje neúplnosť záznamu v čase a jeho zložitý mozaikovitý charakter v priestore vrátane jeho tretieho rozmeru – pozície v kôre. Napriek tomu porovnanie s analogickými výsledkami výskumu vo Východných a Južných Alpách vedie k pomerne konzistentnému pohľadu na základné črty geodynamickej evolúcie v celej tejto oblasti. V ordoviku (silúre) dominovala konvergencia, orogénny vulkanizmus pravdepodobne na ensialickom ostrovnom oblúku a iniciálny rifting v tyle oblúka. Tento záznam sa v podobe povrchových prejavov magmatizmu zachoval v gemeriku, meliatiku, vrchnom austroalpiniku a v Južných Alpách. V tatriku, veporiku, severnom gemeriku, v spodnom a strednom austroalpiniku sa ako produkt rovnakého geodynamického režimu zachoval spodnokôrový leptyno-amfibolitový komplex s reliktmi staršej subdukovanej oceánskej kôry. Silúr až spodný devón predstavujú obdobie fungovania vulkanicky riftovaného pasívneho okraja kontinentu. Záznam tohto režimu u nás prakticky chýba, ale dobre ho dokumentujú prejavy alkalického vulkanizmu vo Východných Alpách. Tento rifting pravdepodobne znamenal rozdelenie pôvodne jednotného litosférického bloku na dve časti s odlišným ďalším vývojom. Vo vrchnom austroalpiniku a v Južných Alpách, označovaných ako norický teran, pokračoval ďalší vývoj až do stredného karbónu formou pasívneho okraja kontinentu s prejavmi alkalického vnútroplatňového vulkanizmu v spodnom karbóne. Analógom norického teranu v Západných Karpatoch je staršie paleozoikum vnútorných Západných Karpát. Spodné a stredné austroalpinikum rovnako ako jeho západokarpatské analógy – tatrikum a veporikum – prešlo odlišným vývojom, v ktorom zo spodného karbónu sú indície konvergentného vývoja spätého s fungovaním magmatického oblúka. Obidva bloky oddeľoval oceánsky bazén (cf. Neubauer a Handler, 2000). Relikty oceánskej kôry ako súčasť príkrovovej stavby staršej ako visén sú doložené v paleozoiku Malých Karpát. Záznam subdukcie oceánskej kôry zaoblúkového bazéna a formovania akrečnej prizmy sa zachoval z vrchnej časti spodného karbónu na severnom okraji gemerika (obr. 2). Zdá sa, že konvergenciu ukončenú predpokladaným uzatvorením oceána a spojením obidvoch teranov vystriedala opäť divergencia, ktorá najskôr viedla k obnaženiu vyšších metamorfitov fundamentu a snáď až k tvorbe malého oceánskeho bazéna. Vrchnokarbónsko-permská konvergencia vytvorila na staršom fundamente magmatický oblúk, v rámci ktorého sa postupným vývojom cez riftogénny bazén vytvoril zaoblúkový meliatsky oceán. Vývoj paleozoickej kôry v alpsko-karpatskej oblasti teda šiel cestou akrécie produktov magmatických oblúkov a výplne menších oceánskych bazénov, t. j. obdobným spôsobom, aký je známy z aktívnych okrajov kontinentov napr. v oblasti Kalifornie alebo bolívijsko-peruánskych Ánd. Geodynamický vývoj zaznamenaný v zložení magmatitov v Západných Karpatoch je v zásadných črtách konzistentný s globálnym modelom paleozoickej geodynamickej evolúcie tetydnej oblasti Stampfliho a Borela (2002) a potvrdzuje ich názor na variskú orogenézu ako na veľkú akréciu perigondwanských teranov.

Literatúra

Dostal, J., Vozár, J., Keppie, J. D., & Hovorka, D., 2003: Permian volcanism in the Central Western Carpathians (Slovakia): Basin-and-Range type rifting in the southern Laurussian margin. *Int. J. Earth Sci., 92, 27–35.*

Finger, F., Broska, I., Haunschmid, B., Hraško, Ľ., Kohút, M., Krenn, E., Petrík, I., Riegler, G. & Uher, P., 2003: Electron-microprobe dating of monazites from Western Carpathian basement granitoids: Plutonic evidence for an important Permian rifting event subsequent to Variscan crustal anatexis. *Int. J. Earth Sci., 92, 86–28.*

Gromet, L. P., & Silver, L. T., 1987: REE variations across the Peninsular Ranges Batholith: Implications for batholitic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *J. Petrology, 28, 75–125.*

Hovorka, D., Ivan, P., & Méres, Š., 1997: Leptyno-amphibolite complex of the Western Carpathians: Its definition, extent and genetical problems. *In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, 269–280.*

Hovorka, D., Méres, Š., & Ivan, P., 1994: Pre-Alpine Western Carpathians basement complexes: Lithology and geodynamic setting. *Mitt. Österr. Geol. Gesell., 86, 33–44.*

Hyndman, R. D., Currie, C. A., & Mazzotti, S. P., 2005: Subduction zone backarcs, mobile belts, and orogenic heat. *GSA Today, 15, 2, 4–10.*

Ivan, P., 1997: Rakovec and Zlatník Formations: Two different relics of the pre-Alpine back-arc basin crust in the Inner Western Carpathians. *In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, 281–288.*

Ivan, P., Méres, Š., Putiš, M., & Kohút, M., 2001: Early Paleozoic metabasalts and metasedimentary rocks from the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians): Evidence for rift basin and ancient oceanic crust. *Geol. Carpath., 52, 67–78.*

Ivan, P., 2002: Relics of the Meliata Ocean crust: Geodynamic implications of mineralogical, petrological and geochemical proxies. *Geol. Carpath., 53, 4, 245–256.*

Ivan, P., Demko, R., Rojkovič, I. & Vozár, J., 2002: Geochemistry and geodynamic setting of the Permian volcanism in the Western Carpathians. A review. *Proceeding XVIIth Congr. Carpath.-Balcan Geol. Assoc. Geol. Carpath., 53, spec. issue, electronic version, 1–7.*

Ivan, P., & Ježová, J., 2003: Geochémia metabazaltov ochtinskej a čremeľskej skupiny (spodný karbón, vnútorné Západné Karpaty) a ich geodynamické prostredie vzniku. *In: O. Ďurža & S. Rapant (eds.): Geochémia 2003. Bratislava, Vyd. D. Štúra, 30–32.*

Kohút, M., 2004: Ortoruly Západných Karpát – prehľad poznatkov. *Mineralia Slov., 3–4, 141–155.*

Lawton, T. F. & McMillan, N. J., 1999: Arc abandonment as a cause for passive continental rifting: Comparison of the Jurassic Mexican Borderland rift and the Cenozoic Rio Grande rift. *Geology, 27, 779–782.*

Majdán, M., Putiš, M. & Ondrejka, M., 2004: Orthogneisses of the Veľká Lúka Massif in the Malá Fatra Mts. *Mineralia Slov., 3–4, 157–168.*

Poller, U., Uher, P., Broska, I., Plašienka, D., & Janák, M., 2002: Permian-Early Triassic zircon ages for tin-bearing granites from the Gemeric unit (Western Carpathians, Slovakia): Connection to the post-collisional extension of the Variscan orogen and S-type granite magmatism. *Terra Nova, 14, 41–48.*

Stampfli, G. M., & Borel, G. D., 2002: A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth planet. Sci. Lett., 196, 17–33.*

Uher, P., Ondrejka, M., Spišiak, J., Broska, I., & Putiš, M., 2002: Lower Triassic potassium-rich rhyolites of the Silicic Unit, Western Carpathians, Slovakia: Geochemistry, mineralogy and genetic aspects. *Geol. Carpath., 53, 1, 27–36.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 189–192

Príspevok k tektonickej rekonštrukcii západokarpatských magmaticko-sedimentárnych formácií v predvrchnokarbónskom období

MARTIN KOVÁČIK

Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
kovacik@gssr.sk

(Doručené 19. 5. 2005)

Contribution to tectonic reconstruction of Western Carpathian magmatic-sedimentary formations in pre-Upper Carboniferous period

Basement formations of Tatric and Veporic units are divided into subautochthonous "old crystalline basement" and mainly allochtonous "young crystalline basement" in proposed conceptual model. The old crystalline basement was marked by magmatism of Late Cambrian age ("1th stage of Lower Paleozoic plutonism") and Silurian/Devonian granite-type magmatism ("2nd stage...") in the end. The young one comprises of Devonian epicontinental and oceanic domains, beeing variably inverted during Hercynian collision. Dominating Lower Carboniferous the granitization, initiated by subduction-collision process, was followed by extention-related Upper Carboniferous tonalites. Basic division of the crystalline basement is largely comparable to "lower floor" and "upper floor" suggested in Gemeric Unit.

Key words: Western Carpathians, Lower Paleozoic, old basement, Hercynian, Caledonian, orthogneisses, metamorphism, tectonics

Pri pokuse o rekonštrukciu vývoja polydeformovaných jednotiek v paleozoiku sa v prvom rade opierame o mikropaleontologické stratigrafické stanovenia a spoľahlivý vek kyslých magmatických hornín získaný U/Pb metódou zo zirkónu. Ako pri každej syntetizácii rôznorodých geologických údajov aj v tejto štúdii si uvedomujeme zásadné úskalia prameniace z toho, že čo je litologicky alebo metamorfne rovnaké, nemusí sa zhodovať vekovo, alebo naopak z toho, že sa v širokom časovom diapazóne môžu objavovať temer identické horninové typy.

Naša skrátená vedecká(?) esej si vyžaduje nielen značnú dávku abstrakcie, ale do istej miery aj selektívny prístup k literárnym prameňom. Pri takejto koncepčnej štúdii je najťažšie podať ucelený obraz sedimentačného a magmatického vývoja na pozadí viac-menej kontinuálneho priebehu kôrových geodynamických (tektonických) procesov.

V nasledujúcej časti postupujeme od rekonštrukcie mladších udalostí k starším a od dešifrovania tektonickej pozície regionálnych geologických jednotiek k širším geodynamickým či korelačným aspektom.

Paleotektonické úvahy a vybrané diskusné otázky

V interpretácii geologickej stavby v paleozoiku považujeme za kľúčovú *stykovú zónu medzi veporikom a gemerikom*, ako aj samotný *gemerický fundament*. V paleoalpínskej stykovej zóne sa zachovali kontrastné jednotky ponúkajúce širšie argumentačné možnosti pri dešifrovaní ich predalpínskeho tektonického postavenia ako hercýnsky termálne prepracované kryštalinikum. V južnom veporiku hercýnsky tektonometamorfný vývoj vrcholil *spodnokarbónskou granitizáciou*, kým v gemerickom fundamente nebadať znaky plutonizmu ani vyššiestupňovej metamorfózy tohto obdobia. *Ochtinská skupina*, jednotka v priestore medzi obidvoma megablokmi, na rozdiel od južného plášťa kohútskych granitoidov – fylitovej zóny (Šuf, 1937) – nenesie stopy karbónskej granitizácie ani príslušnej metamorfózy. Vek hlavnej fázy juhoveporickej granitizácie okolo 350 Ma (Bibikova et al., 1988) sa v podstate prekrýva so spodnokarbónskym (Kozur et al., 1976) vekom spodných častí ochtinskej skupiny, ktorá, na rozdiel od transgresívnych gemerických vrchnokarbónskych súvrství, sedimentovala ešte v hercýnskom orogénnom období. Po termálnom zavŕšení hlavnej fázy hercýnskej orogenézy nasledoval zdvih tatricko-veporického kolízneho pásma a vývoj molasových bazénov.

V prípade *rakoveckej skupiny*, najmä jej vyšších horizontov, uprednostňujeme predstavu o tektonickej pozícii na gelnickej skupine nasúvanej najskôr v juhovergentnom smere (Németh et al., 2001). O tektonickom vzťahu môžu svedčiť aj oblasti so zachovanou predalpínskou vysokotlakovou metamorfózou typu modrých bridlíc (Hovorka et al., 1988). Stratigrafické rozpätie rakoveckej skupiny sa nepriamo odvodzuje ako stredný až vrchný devón (Bajaník et al., 1983). V rakoveckej skupine sa tiež vyskytujú rôznorodé amfibolitické horniny aj zriedkavejšie pararuly, považované za súčasť tejto skupiny, ktorá miestami podľahla metamorfóze v podmienkach amfibolitovej fácie (Rozložník, 1965). Predpokladáme, že táto metamorfóza súvisela s anatektickými procesmi formujú-

cimi sa nad subdukujúcou platňou rakoveckej skupiny a bola približne synchrónna alebo o niečo mladšia ako vysokotlaková metamorfóza. Z geochronologických indícií a priestorovo asociujúcej čremeľskej jednotky možno odvodzovať uzatváranie rakoveckého vulkanickosedimentárneho priestoru vo vrchnodevónsko-spodnokarbónskom období.

Hojný obliakový materiál pochádzajúci z hornín rakoveckej a klátovskej skupiny je príznačný pre vestfálske *rudnianske súvrstvie* (Krist, 1954), ale hodnoverne sa nepreukázal v ochtinskom karbóne. V prácach Abonyiho (napr. 1970) sa predpokladá pozvoľný prechod rakoveckej skupiny do čremeľskej, ako aj tektonická diskordancia vnútri ochtinského súvrstvia, pričom sa jeho spodná časť chápe ako rakovecká skupina. Po zvážení viacerých predstáv o vývoji tohto významného paleozoického segmentu možno vyjadriť predstavu o úzkej genetickej súvislosti ochtinskej a rakoveckej skupiny. V geotektonickej interpretácii je inšpirujúca predstava, že ochtinský (s. l.) sedimentačný priestor pravdepodobne tvoril výplň akrečnej prizmy (Vozárová, 1998) alebo predoblúkový bazén (M. Grecula, 1998), ktorý v tejto štúdii spájame s uzatváraním rakoveckého priestoru. Predpokladáme, že ochtinská skupina (s. s.) na jz. okraji gemerika je tektonickou obdobou rakoveckej skupiny, ktorá sa v tejto doméne nevyvíjala alebo bola pohltená. Spodnokarbónsky priestor sa vypĺňal zdrojovým materiálom z preddevónskeho protolitu podobne ako bazény s predpokladaným devónskym vekom. Materiál z bazálnych častí ochtinskej skupiny je bohatý na aplitickú žulu a metapieskovec (Mišík, 1953), čo neodporuje pracovnej hypotéze o predhercýnskej zdrojovej oblasti situovanej na S od rakoveckej domény. Tento pravdepodobne v kaledónskom období formovaný blok pri hercýnskych alebo skôr paleoalpínskych kolíznych procesoch zanikol. Spodnokarbónske formácie sedimentujú v hercýnskom mobilnom pásme, kde možno očakávať deformáciu spojenú s nízkostupňovou metamorfózou (ak existovala, zatlačila ju alpínska metamorfóza).

Gelnická skupina, totožná s „kambriovo-silúrskou sériou", predstavuje mohutné antiklinálne pásmo, ktoré sa interpretovalo ako výsledok mladokaledónskeho vrásnenia (Fusán et al., 1955). Táto tzv. spišská fáza, prekrývaná intenzívnejšou hercýnskou deformáciou, sa v horninách rakoveckej série nezistila, čo sa považuje za ďalší dôkaz jej diskordantnej pozície (Snopko, 1967). Novší štruktúrnogeologický výskum predhercýnsku deformáciu nepotvrdil, ale nazdávame sa, že ani jednoznačne nevyvrátil. V južných častiach gemerika sa fylitovo-diabázová rakovecká skupina pravdepodobne nevyskytovala, ale možno tam predpokladať iné stratigraficky príbuzné celky. Tradičnou alternatívou je tzv. štóske súvrstvie, pokladané za ekvivalent spodných častí rakoveckej skupiny (Fusán et al., op. cit.). V zmysle predstáv o dvojetážovej paleozoickej stavbe sa predpokladal transgresívny vzťah „série Pipitky" na starší gemerický fundament (Máška, 1959). Odhliadnuc od sedimentologickej či vekovej interpretácie, na základe predbežného štúdia mikrokonglomerátových horizontov gelnickej skupiny sa ukazuje problém, ako vysvetliť pôvod klastov rozličného stupňa deformácie, medzi ktorými sú aj muskovitické fylity metamorfované v obdobnom stupni ako okolité fylity (postsedimentárna metamorfóza litoklastov je málo pravdepodobná). Nie je vylúčené, že sedimentačný cyklus naznačenej *„vrchnej etáže"* sedimentoval po intrúzii hlavných porcií porfyroidov (okolo 403 Ma; Ščerbak et al., 1988). Začiatok zapĺňania panvových priestorov *„spodnej etáže"* gemerika spadá do obdobia vrchného kambria až spodného ordovika (Snopková, 1964; Vozárová et al., 1998, atď.). Z viacerých možností otvárania gemerických bazénov sa prikláňame k predstave o riftogenéze založenej na kontinentálnej prekambrickej kôre (Grecula, 1982).

Na základe kombinácie viacerých údajov sa vo vývoji metamorfovaných jednotiek *tatrického a veporického kryštalinika* javí v mnohom príbuzný geotektonický scenár ako v prípade gemerika. Najmladšie horniny predchádzajúce hercýnskemu neskoroorogénnemu obdobiu reprezentujú postkolízne I-typové tonality *sihlianskeho typu*, ktoré predstavujú najmladšiu fázu hercýnskeho granitoidného plutonizmu, datovanú na asi 305 Ma (Bibikova in Broska a Petrík, 1993). Genézu sihlianskych granitoidov spájame s rozsiahlou spodnokôrovou postorogénnou extenziou, ktorá zrejme súvisí s otváraním vrchnovestfálskych bazénov. Vývoj masívneho *spodnokarbónskeho granitoidného plutonizmu* charakterizujú znaky synkinematických štruktúr a možno ich v širšom tektonickom rámci chápať ako produkt (neskoro)kolíznych anatektických procesov. Generálne sa vek základnej, sčasti polyfázovej granitizácie tatroveporika koncentruje okolo 350–330 Ma (Cambel et al., 1990; Putiš et al., 2003, atď.). Tieto granitoidy intrudovali do paleozoických jednotiek a vo forme vysokoteplotných duktilných deformácií dotvárali už viac-menej usporiadanú hercýnsku vrásovopríkrovovú stavbu. Základná perióda hercýnskych granitoidných intrúzií zapríčinila vo svojom plášti rozsiahlu strednotlakovú až nižšietlakovú *periplutonickú metamorfózu* s často zreteľne vyvinutou zonalitou – od zón migmatitizácie až po nízkostupňové rohovce.

V prípade *domén s prvkami oceanizácie*, pri ktorých sa podľa viacerých analógií predpokladá približne vrchnosilúrsko-devónsky vek, nevylučujeme názor o určitej príbuznosti rakoveckej skupiny a perneckej formácie v Malých Karpatoch (Ivan, 1998), i keď ich priama tektonická či paleografická korelácia nie je opodstatnená. V danom zmysle by sa azda mohli voľne porovnávať nielen tieto nižšiemetamorfované súbory s významným podielom bázického vulkanizmu, ale nemožno vylúčiť ani iné (rulovo-) amfibolitové komplexy v kryštaliniku. Ide najmä o súbory vo vyšších tektonických pozíciách, ktoré sú nezriedka intrudované karbónskymi granitoidmi (Hovorka a Méres, 1993; Bezák et al., 1997, atď.). Ako orientačný námet možno uviesť niektoré výskyty vo veporiku (napr. na V od Pohronskej Polhory alebo na S od Heľpy), na južnom cípe kryštalinika Považského Inovca alebo na hrebeňoch Západných Tatier. Predpokladáme, že sa tieto horninové súbory vyvíjali v rozširujúcom sa panvovom pásme a na konci devónu (na začiatku karbónu) sa nasúvali na starý kryštalinický substrát. Juhovergentné (Fritz et al., 1992) uzatváranie oceánskych domén vyústilo do kontinentálnej

kolízie a potom do granitizácie. V tom období sa vytvoril komplikovaný tektonický obraz a podľa súčasných poznatkov ťažko schematizovať jeho celkovú podobu.

Do kolízneho obdobia zaraďujeme formovanie hercýnskej vrásovonásunovej stavby kryštalinika spätej s regionálnou metamorfózou baroviánskeho typu. *Vysokotlakové relikty* (Hovorka et al., 1992; Janák et al., 2003) lokálne najskôr mierne predchádzajú *baroviánskej metamorfóze*. Ukazuje sa aj istá príčinná súvislosť obidvoch týchto metamorfných typov prebiehajúcich v subdukčnokolíznom režime, čím by sa dala osvetliť problematika časovej a geodynamickej definície predgranitovej hercýnskej regionálnej metamorfózy. V tatriku a veporiku vysokotlakové relikty reprezentujú eklogity, kým v rakoveckej sérii ide o metamorfózu vo fácii modrých bridlíc. Núka sa úvaha, že ak by tatroveporické domény v širokom regionálnom rámci nebola ovplyvnila vysokostupňová metamorfóza spätá so subdukčným skracovaním panvových priestorov, ťažko by sa dali očakávať výraznejšie prejavy predgranitovej regionálnej metamorfózy. To by mohlo dať odpoveď aj na klasický problém nedostatku litostatického nadložia nevyhnutného pre vývoj strednotlakovej hercýnskej regionálnej metamorfózy. Do hercýnskeho kolíznokompresného baroviánskeho metamorfného prepracovania sa včlenilo aj „staré kryštalinikum", ktoré pravdepodobne bolo substrátom pasívneho okraja (okrajov) v panvovej evolúcii devónskeho obdobia.

Epikontinentálne oblasti môže v devónskej časovej perióde reprezentovať harmónska séria (paleontologicky indikovaný devónsky vek; Chlupáč in Buday et al., 1962), fylitová zóna južného veporika a fylity Kliniska. Na rozdiel od oceánskych domén môžu zaujímať subautochtónnu pozíciu na „starom kryštaliniku". Tieto nízkometamorfované súbory vo svojej litologickej náplni nemajú ortoruly, leptinitovo-amfibolický komplex ani „synorogénne" migmatity. Epikontinentálne a uvedené oceánske bazény označujeme ako *„mladé kryštalinikum"*. V širšom geotektonickom zmysle sa v prípade týchto bazénov evokuje istá paralelizácia s „vrchnou etážou" naznačenou v gemeriku.

Vzdialenú magmatickú obdobu intrúzií gemerických porfyroidov si možno predstaviť v podobe *ortorulových masívov* v kryštaliniku tatrika a veporika. V Západných Tatrách sa vek porfyrických ortorúl stanovil na 406 (± 5) Ma (Poller et al., 2000). Podobné a o niečo staršie, i keď menej spoľahlivé, vekové indície sú z veporika (Michalko et al., 1998; Hraško a Siman, 2004) a Tribeča (Putiš in Krist et al., 1992). V západokarpatskom kryštaliniku Nízkych Tatier majú najväčší rozsah ortorulové horniny a hrubozrnné typy sa chápali ako „synkinematické" magmatické intrúzie alebo *„granity starej periódy"* (Zoubek, 1951). Duktilná strižná deformácia, pri ktorej horniny získali migmatitickú textúru, nastala medzi intrúziou „starých granitov" a karbónskym granitoidným plutonizmom. Pestrá suita amfibolitov a amfibolických rúl v ortorulových komplexoch signalizuje, že bázický magmatizmus bol s granitovým magmatizmom viac-menej syngenetický. Z geochemických parametrov vyplynula prevažujúca charakteristika typu S, a najmä pozoruhodná uniformita západokarpatských „granitov starej periódy" (Kohút, 2004).

S istou dávkou obozretnosti možno vysloviť pracovný predpoklad, že magmatizmus tohto typu predstavuje vzdialené prejavy termálneho zavŕšenia kaledónskeho orogenetického cyklu. Plutonizmu takéhoto rozsahu teoreticky mohla predchádzať regionálna deformácia a intrúziu by mala sprevádzať periplutonická aureola. (Metamorfne ani štruktúrne sa to však v kryštaliniku doteraz nepodarilo vysledovať, a to najskôr pre všadeprítomné rozšírenie, ale aj relatívne vyšší stupeň hercýnskeho prepracovania.) V západokarpatskom meradle prípadné kaledónske udalosti teda nechápeme ako orogenézu definovanú zreteľnou štruktúrnou stavbou, ale skôr, že ide o vyjadrenie istých tektonotermálnych procesov. Produkty nekolízneho granitoidného plutonizmu prenikajúce do uzavretých kaledónskych panvových priestorov sa často opisujú z rozhrania silúru a devónu (napr. Wones a Sinha, 1988). Iný geodynamický pohľad na genézu ortorulových masívov možno hľadať v neskorosilúrskej – ranodevónskej extenzii spojenej s magmatickou remobilizáciou kontinentálnej kôry, ktorá predchádzala vývoju devónskych bazénov. Takáto interpretácia by však už skôr indikovala počiatok hercýnskych geodynamických procesov. Z daných alternatív sa ponúka aj východisko v predstave o istej previazanosti obidvoch naznačených orogénnych cyklov, čo sa v regiónoch s obdobnou geologickou históriou (Robinson et al., 1988; Teisseyre, 1968) vyjadruje ako kontinuálny *kaledónsko-hercýnsky cyklus*. V tatroveporiku ho mohli nepriamo podporovať spoločné znaky plutonického magmatizmu „kaledónskeho" veku a hercýnskeho vysokometamorfného prepracovania týchto hornín. Kyslý magmatizmus *„spodnej etáže"* gemerika má naopak subvulkanický charakter a nasledujúca metamorfóza dosiahla, podľa prevažujúcich údajov, maximálne stredné zóny fácie zelených bridlíc.

Vekový údaj 514 (± 24) Ma z trondjemitu z páskovaného amfibolitického komplexu v severnom veporiku sa spája s rozpadom kadómskej kôry v ranopaleozoickom extenznom procese (Putiš et al., 2001) a je blízky U/Pb izochrónovému veku „muránskych ortorúl" v južnom veporiku (486 ± 2 Ma; A. Kotov, nepublikovaný údaj). Muránske ortoruly sú najskôr alkalickými granitovými porfýrmi (až paleoryolitmi), chápeme ich ako spodný element stavby kohútskeho kryštalinika (Kováčik et al., 2001) asociujúci s amfibolitmi, granatickými svormi a rulami a na rozdiel od severoveporických trondjemitov reprezentujú vrchnokôrový materiál pravdepodobne vytavený zo zrelého kadómskeho substrátu. Rozličné magmatické produkty kambricko-ranoordovického veku pravdepodobne záviseli od podielu primárnej bázickej magmy a od kvality remobilizovanej kadómskej kôry. Uvedené geochronologické údaje môžu naznačovať záverečné termálne udalosti hypotetického kadómskeho (panafrického) orogénu alebo skôr počiatok latentného kaledónskeho cyklu. Magmatizmus na rozhraní kambria a ordovika pracovne označujeme ako 1. ortoruly (staré granity) silúrsko/devónskeho obdobia ako 2. etapu staropaleozoického plutonizmu. Obidve etapy kyslého magmatizmu vystužujú metamorfované staropaleozoické vulkanickosedimentárne formácie a tento tektonický celok je subautochtónnym „starým

kryštalinikom" s lokálne predpokladanými zvyškami kadómskeho prazákladu.

Poďakovanie. Práca je súčasťou záverečnej správy etapy paleozoických panví v rámci vedecko-technického projektu MŽP SR 0801840303/130 Tektogenéza sedimentárnych panví Západných Karpát.

Literatúra

Abonyi, A., 1970: Predbežné výsledky porovnávacieho štúdia stratigrafie a tektoniky severného pruhu karbónu gemerid z oblasti Jelšavy a Dobšinej. *Mineralia Slov., 7, 217–229.*

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.*

Bezák, V., Jacko, S., Janák, M., Ledru, P., Petrík, I., & Vozárová, A., 1997: Main Hercynian lithotectonic units of the Western Carpathian. *In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, 261–268.*

Bibikova, E. V., Cambel, B., Korikovsky, S. P., Broska, I., Gracheva, T. V., Makarov, V. A., & Arakeliants, M. M., 1988: U-Pb and K-Ar isotopic dating of Sinec (Rimavica granites, Kohút zone of Veporides). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 147–157.*

Broska, I., & Petrík, I., 1993: Tonalit typu Sihla sensu lato: variský plagioklasovo-biotitický magmatit I-typu v Západných Karpatoch. *Mineralia Slov., 1, 23–28.*

Buday, T., Kodym, O., Maheľ, M., Máška, M., Matějka, A., Svoboda, J., & Zoubek, V., 1961: Tektonický vývoj Československa. *Praha, ÚÚG-ČSAV, 254.*

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

Fritz, H., Neubauer, F., Janák, M., & Putiš, M., 1992: Variscan mid-crustal thrusting in the Carpathians. Part II: Kinematics and fabric evolution of the Western Tatra basement. *Terra Abstracts, Suppl., 2, Terra Nova, 4, 24.*

Fusán, O., Máška, M., & Zoubek, V., 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. *Geol. Práce, Zpr., 2, 3–15.*

Grecula, M., 1998: Carboniferous of Črmelicum terrane, Western Carpathians. Relict of a fore-arc basin within Alpide Variscides. *Mineralia Slov., 2, 109–136.*

Grecula, P., 1982: Gemerikum – segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, Alfa, 263.*

Hovorka, D., Ivan, P., Jilemnická, L., & Spišiak, J., 1988: Petrology and geochemistry of metabasalts from Rakovec (Paleozoic of Gemeric Group, Inner Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 395–425.*

Hovorka, D., Méres, Š., & Caňo, F., 1992: Petrológia granaticko-pyroxenických metabazitov Malej Fatry. *Mineralia Slov., 1, 45–52.*

Hovorka, D., & Méres, Š., 1993: Leptynitovo-amfibolitový komplex Západných Karpát: vystupovanie a litologická náplň. *Mineralia Slov., 1, 1–9.*

Hraško, Ľ., & Siman, P., 2004: Granitoidné ortoruly vo veporiku. *In: M. Kováčik (ed.): Tektogenéza paleozoických panvín Západných Karpát. Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Ivan, P., 1998: Early Paleozoic back-arc basin formation in the Western Carpathians: Evidence from basalt geochemistry. *Acta Univ. Carol., Geol., 42, 269–270.*

Janák, M., Méres, Š., & Ivan, P., 2003: First evidence for omphacite and eclogite facies metamorphism in the Veporic Unit of the Western Carpathians. *J. Czech Geol. Soc., 48, 1–2, 69–70.*

Kohút, M., 2003: Ortoruly – metamorfované produkty predkarbónskeho granitoidného magmatizmu, ich zloženie a postavenie vo vývoji kôry ZK. *In: M. Kováčik (ed.): Tektogenéza paleozoických panvín Západných Karpát. Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Kováčik, M., Král', J., & Bachlinski, R., 2001: The "Muráň" orthogneiss: Contribution to tectonics, origin, metamorphism and Sr-isotopes constraint (Southern Veporicum, Western Carpathians). *Slov. geol. mag., 7, 2, 207–211.*

Kozur, H., Mock, R., & Mostler, H., 1976: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der unteren Schichtenfolge von Ochtiná (Slovakei) in das oberste Vise-Serpukhovian (Namur A). *Geol. Paläont. Mitt. (Innsbruck), 6, 1–29.*

Krist, E., 1954: Karbónske zlepence bindt-rudnianskeho vývoja v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zoš., 36, 3–76.*

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. *Com. Univ., Bratislava, 324.*

Máška, M., 1959: Správa o výzkumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohoří. (III. karbón). *Zpr. geol. Výzk. v Roku 1957, 136–146.*

Michalko, J., Bezák, V., Král', J., Huhma, H., Mäntäri, I., Vaasjoki, M., Broska, I., Hraško, Ľ., & Határ, J., 1998: U/Pb zircon data from the Veporic granitoids (West Carpathians). *Krystallinikum (Brno), 24, 91–104.*

Mišík, M., 1953: Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. *Geol. Sbor., 4, 3–4, 557–587.*

Németh, Z., Putiš, M., & Grecula, P., 2001: Generovanie oblúkového rozhrania gemerika s veporikom z pohľadu kinematiky alpínskeho extenzného odstrešovania. *Geol. Práce, Spr., 105, 66–67.*

Poller, U., Janák, M., Kohút, M., & Todt, W., 2000: Early Variscan magmatism in the Western Carpathians: U-Pb zircon data from granitoids and orthogneisses of the Tatra Mountains (Slovakia). *Int. J. Earth Sci., Springer – Verlag (Berlin), 89, 336–349.*

Putiš, M., Kotov, A. B., Korikovsky, S. P., Salnikova, E. B., Yakovleva, S. Z., Berezhnaya, N. G., Kovach, V. P., & Plotkina, J. V., 2001: U-Pb zircon ages of dioritic and trondhjemitic rocks from a layered amphibolitic complex crosscut by granite vein (Veporic basement, Western Carpathians). *Geol. Carpath., 52, 1, 49–60.*

Putiš, M., Kotov, A. B., Petrík, I., Korikovsky, S. P., Madarás, J., Salnikova, E. B., Yakovleva, S. Z., Berezhnaya, N. G., Plotkina, Y. V., Kovach, V. P., Lupták, B., & Majdán, M., 2003: Early vs. late-orogenic granitoids: Structural age and petrological relationships in the Variscan basement (Nízke Tatry and Malá Fatra Mountains, Slovakia). *Geol. Carpath., 54, 3, 163–174.*

Robinson, P., Tracy, R. J., Santallier, D. S., Andreasson, P. G., & Gil-Ibarguchi, J. I., 1988: Scandian-Acadian-Caledonian sensu strictu metamorphism in the age range 430–360 Ma. *Geol. Soc. Spec. Publ., 38, 453–467.*

Rozložník, L., 1965: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 4, 95–145.*

Snopko, L., 1967: Význam drobnotektonických prvkov pre riešenie geologických otázok paleozoika gemerid. *Západ. Karpaty, 8, 7–50.*

Snopková, P., 1964: Správa o palynologickom výskume staroapelozoických vzoriek Spišsko-gemerského rudohoria. *Správy o geol. výsk. v r. 1963, Slovensko, 63–64.*

Ščerbak, N. P., Bartnickij, E. N., Mickevič, N. J., Stepaňuk, L. M., Cambel, B., & Grecula, P., 1988: U-Pb radiometričeskije opredelenije vozrasta cirkonov iz modranskogo granodiorita Malych Karpat i porfyroida nižnego paleozoja Spišsko-Gemerskogo Rudogorja (Zapadnyje Karpaty). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 427–436.*

Šuf, J., 1937: Zpráva o nalezištích užitečních nerostu v okolí Hnúšti na Slovensku se zvláštním zřetelem ku geologickým poměrům této oblasti. *Báňský svět, Praha, 2–4.*

Teisseyre, H., 1968: On the stratigraphy and structural evolution of the metamorphic series in the Sudetes. *Geol. Sudet., 4, 7–45.*

Vozárová, A., 1998: Late Hercynian development in the inner Western Carpathians. *In: M. Rakús (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, D. Štúr Publ., 75–79.*

Vozárová, A., Soták, J., & Ivanička, J., 1998: A new microfauna from the Early Paleozoic formations of the Gemericum (foraminifera): Constrains for another fossils or subfossils. *In: M. Rakús (ed.): Geodynamic Development of the Western Carpathians. Monogr., D. Štúr Publ., Bratislava, 63–74.*

Wones, D. R., & Sinha, A. K., 1988: A brief review of Early Ordovician to Devonian plutonism in the N American Caledonites. *In: A. L. Harris & D. J. Fettes (eds.): The Caledonian-Appalachian Orogen. Geol. Soc. Spec. Publ., 38, 381–388.*

Zoubek, V., 1951: Zpráva o geologickém výzkumu jižního svahu Nízkych Tater medzi Bystrou a Jasenskou dolinou. *Věst. Ústř. Úst. geol., 26, 162–166.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 193–198

Geotektonický model vývoja gemerika

PAVOL GRECULA[1] a MARTIN RADVANEC[2]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika
[2]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Markušovská cesta 1
052 40 Spišská Nová Ves, Slovenská republika

(Doručené 26. 5. 2005)

Geotectonic model of Gemericum

The Early Paleozoic evolution of the Gemericum is interpreted as a rifting phase of a sedimentary basin. The first phases of rifting represent the megacycles of the sedimentary basin fill with bimodal volcanism. During the last phases of rifting in the central part of the rift developed a mid-oceanic ridge producing expanding oceanic-type crust, being represented at present by a part of Rakovec ophiolitic complex. Massive effusives and extrusions of K-rhyolites are typical for passive margin areas. The Early Paleozoic complexes were deformed in the Lower Carboniferous, when subduction-related tectonism started. Part of the mid-oceanic ridge complexes and their associated sediments were subducted, but the rest underwent obduction, forming thrusts of the accretionary prism. This process transported most of the Early Paleozoic basin fill over the northern continental plate in the form of nappes. Subduction continued in the Upper Carboniferous, accompanied by further plate convergence and the uplift of asthenosphere beneath the active plate. The high thermal gradient brought about regional metamorphism associated with anatectic melting causing formation and emplacement of granite during the Variscan metamorphic phase M1, coinciding with the beginning of the Fe-carbonate mineralization. During Permian, Variscan subduction processes culminated in the formation of an island arc associated with rhyolitic volcanism and granite intrusions. Late compressional and extensional Variscan tectonic processes completed the Variscan nappe structure of the Gemericum and marked the transition to the extensional phase, associated with the origin of Alpine sedimentary basins. In the Jurassic the Gemericum was exposed to a compressional deformation. The structural pattern was a result of the rebound of the lithospheric mantle and asthenosphere after their loading by subducted material in the Permian. At the beginning, reverse movement of the asthenosphere exhumed metamorphics of the high-pressure, low-temperature blueschist facies (M2), followed towards the end by the uplift of ultra high-pressure metaperidotites from the great depths of around 100 km and embedded into unmetamorphosed sediments of Permian-Mesozoic units.

Key words: Western Carpathians, Gemericum, Paleozoicum, geotectonic model

Úvod

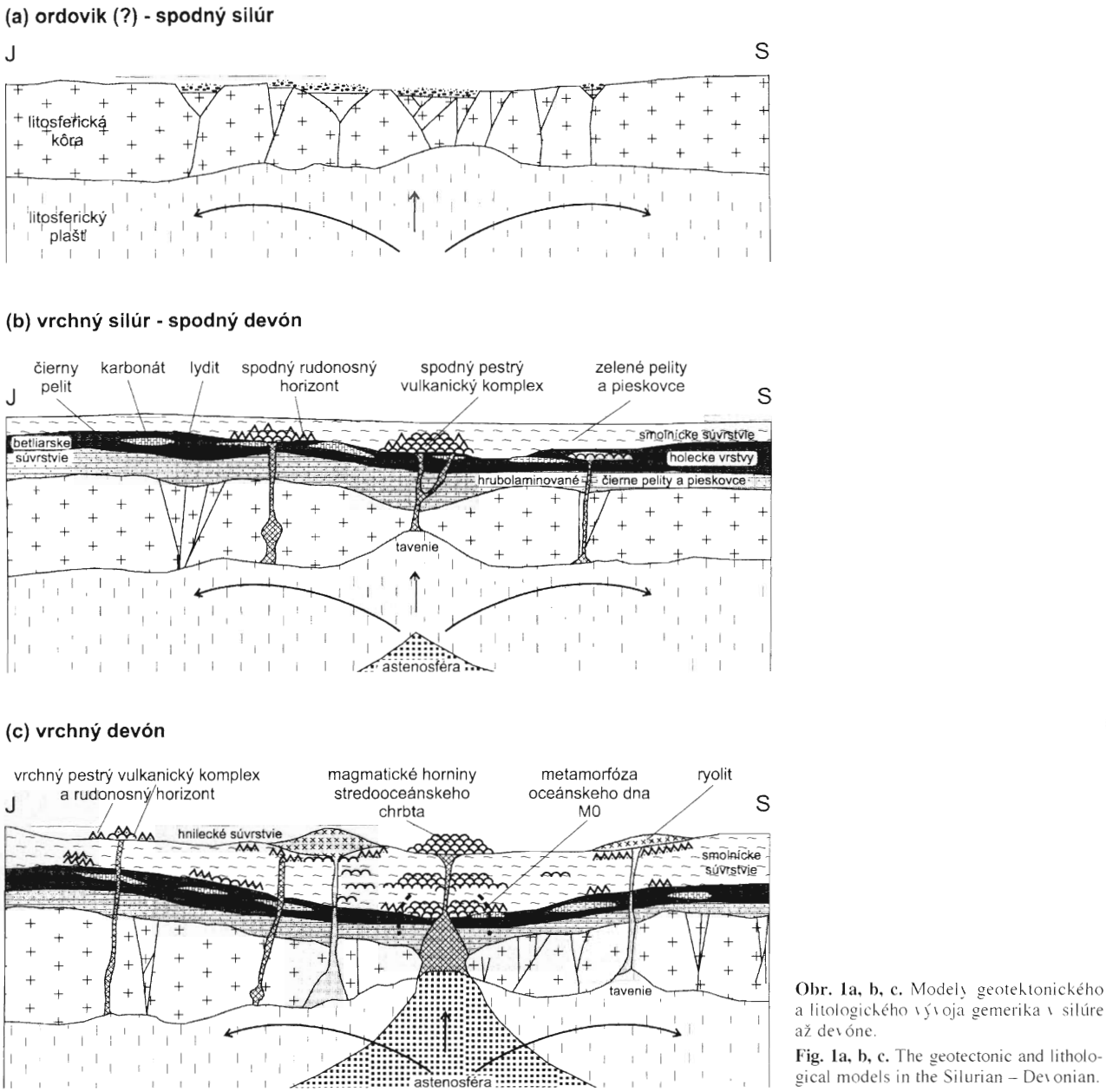
Gemerikum vo vývojovej aj deformačnej etape variskej éry zaznamenalo niekoľko významných udalostí a tie sa podľa záznamov v sedimentárnych a magmatických sekvenciách paleozoika, odlišností súborov tektonických deformácií, metamorfných udalostí v čase, odlišných genetických typov mineralizácie a pod. poskúšame dešifrovať. Pri interpretácii vychádzame z podrobného geologického mapovania celého gemerika, dôkladného litologického poznania paleozoických sekvencií, ako aj z ich metamorfného a tektonického prepracovania.

Terénnymi technickými prácami pri hľadaní a overovaní ložísk nerastných surovín potvrdené litostratigrafické členenie staršieho paleozoika (Grecula, 1982, 1995) je východiskom pri stanovovaní sukcesie sedimentačných, magmatických a tektonických udalostí a tým aj pri celkovej geotektonickej interpretácii paleotektonického vývoja gemerika.

Pre obmedzený rozsah príspevku odkazujeme na východiskové údaje na budúcu interpretáciu už spomenuté práce Greculu (l. c.), ako aj Radvanca (1998), M. Greculu (1998), Kobulského (2001), Greculu a Radvanca (in Kobulský, 2004) a Némethа (2002).

Vývojové riftogénne etapy staršieho paleozoika

Staropaleozoický vývoj gemerika pokladáme za riftogénny. Sedimentačný priestor, ktorý sme podrobne opísali už skôr (Grecula, 1982, 1995) a ktorého geotektonickú polohu sme už tiež znázornili (Grecula, 1973), sa vyvíjal okolo tvoriaceho sa riftu na kontinentálnej platni. Na to, aby staropaleozoický bazén vznikal v oblasti ostrovného oblúka, ako to na základe geochemických trendov predpokladá napr. Ivan (aj o tom sme už písali), nie sú jednoznačné dôvody. Vierohodnosť geochemických trendov a klasifikačných či diskriminačných diagramov je nízka, lebo magmatické horniny staršieho paleozoika prekonali dva časovo vzdialené regionálne metamorfné procesy (variský a alpínsky) a tie spôsobili prínos a odnos diskriminačných prvkov v skúmaných horninách, a preto nevyjadrujú ich pôvodné minerálne, a najmä chemické



Obr. 1a, b, c. Modely geotektonického a litologického vývoja gemerika v silúre až devóne.

Fig. 1a, b, c. The geotectonic and lithological models in the Silurian – Devonian.

zloženie. Druhým dôvodom je odber vzoriek, ktorý musí vychádzať z podrobného geologického poznania územia.

Počiatok riftogenézy – prvá etapa (rapídneho) riftingu – v staršom paleozoiku gemerika (obr. 1a) na základe údajov sporomorf, akritách a rádiolárií z vrchnej časti spodnej litostratigrafickej jednotky gemerika – holeckých vrstiev – indikuje silúrsky alebo vrchnosilúrsky až spodnodevónsky vek a toto obdobie by už znamenalo pokročilejšiu riftogenézu s tvorbou anoxických panví, so vznikom lyditov a čiernych pelitov (holecké vrstvy) a s prvými prejavmi vulkanickej činnosti hlavne v ich nadloží. Preto prvú etapu riftingu – resp. počiatok riftogenézy – by sme mohli umiestniť do spodného silúru alebo na hranicu ordovik/silúr. Prvé obdobie riftogenézy s typickými sedimentárnymi fáciami považujeme za prvý geotektonickosedimentačný megacyklus.

Druhá etapa (rapídneho) riftingu (obr. 1b) sa začala produkciou bimodálneho vulkanizmu. Tieto geotektonické udalosti spôsobili výrazne členenie sedimentačného priestoru s veľmi pestrým faciálnym vývojom klastických sedimentov (smolnícke súvrstvie), ktoré charakterizujú paleogeografické podmienky vzniku a ich pozíciu v sedimentačnom priestore. Horninové súbory patriace týmto fáciám sú natoľko charakteristické, že ich možno spoľahlivo priestorovo vymedziť a spolu s ostatnými horninami zaradiť aj do samostatných litostratigrafických a tektonických jednotiek. Druhá etapa (rapídneho) riftingu už ohraničila osovú časť panvy. Jej začiatok by mohol byť vo vrchnom silúre alebo až v spodnom devóne a obdobie medzi 1. a 2. rapídnym riftingom by mohlo zaberať spodný a stredný devón.

Začiatok tretej etapy (rapídneho) riftingu (obr. 1c) je reprezentovaný vrchným bimodálnym vulkanickým komplexom (podobne ako pri druhej etape) a potom nastúpila intenzívna vulkanická činnosť. V centrálnej časti riftu vznikol stredooceánsky chrbát s postupne sa rozširujúcim oceánskym typom kôry a na nej vznikali horniny dnešného rakoveckého komplexu (príkrovu). V oblasti výstupu plášťového hrebeňa, na bokoch jeho vrchola, sa metamorfovali predtým vzniknuvšie horninové komplexy v oblasti oceánskeho chrbta (amfibolity, rula: metamorfóza M-0). V ostatných častiach panvy na kontinentálnej kôre pokračovala klastická sedimentácia s prejavmi ryolitového vulkanizmu najmä na okraji pasívnej platne (mníšanská sedimentačná oblasť), kde sa sústredila činnosť ryolitového vulkanizmu s masovým výlevom K-ryolitov (typických pre pasívny okraj kontinentu) v mníšanskej a kojšovskej sedimentačnej oblasti.

Tretia etapa riftingu dovŕšila paleografiu sedimentačnej oblasti staršieho paleozoika a tým aj charakteristické faciálne vývoje najvyššej litostratigrafickej jednotky – hnileckého súvrstvia – a súčasne aj vývojovú etapu staršieho paleozoika.

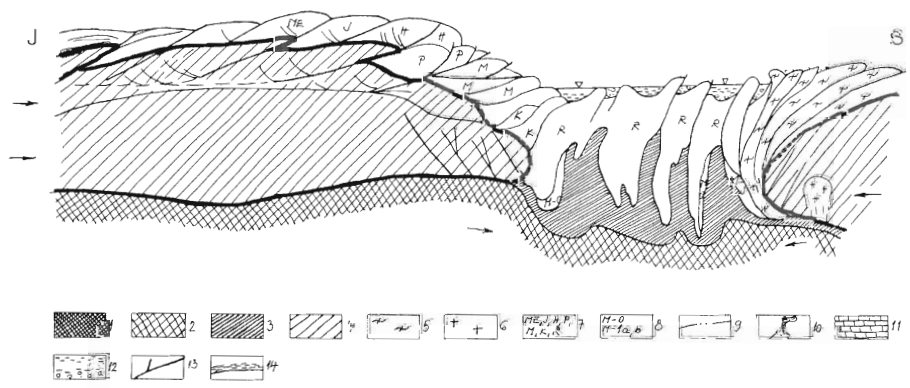
Mladopaleozoické etapy konvergentných variských udalostí

Nasledujúca etapa variského cyklu sa možno začala už vo vrchnom devóne alebo na hranici devón/karbón (sedimenty vrchného visénu doložené paleontologicky ležia na zvrásnenom a metamorfovanom podloží staršieho paleozoika), a to skracovaním sedimentačného priestoru, tvorbou lokálnych bazénov a v oblasti bazéna s kontinentálnou kôrou aj skončením sedimentácie a zhrnutím sedimentov – iniciálnym štádiom tvorby variských príkrovov (obr. 2). V spodnom karbóne (obr. 3) je ďalšia deformačná etapa staropaleozoických komplexov s výrazným nástupom subdukčných procesov. Časť hornín stredooceánskeho chrbta a okolitých sedimentov subdukovala, časť obdukovala a vytvárala násuny a prešmyky akrečného komplexu s postupným presúvaním a vysúvaním výplne panvy vo forme príkrovov na severnú kontinentálnu platňu.

V ďalšom období sa v oblasti akrečnej prizmy vytvoril akrečný bazén so sedimentáciou hruboklastického materiálu pochádzajúceho zo staropaleozoických hornín prevažne oceánskeho chrbta. Časť týchto hruboklastík (napr. aj rudniansky zlepencový typ) bola strhávaná do subdukčného kanála spolu s ostatnými horninami (obr. 3).

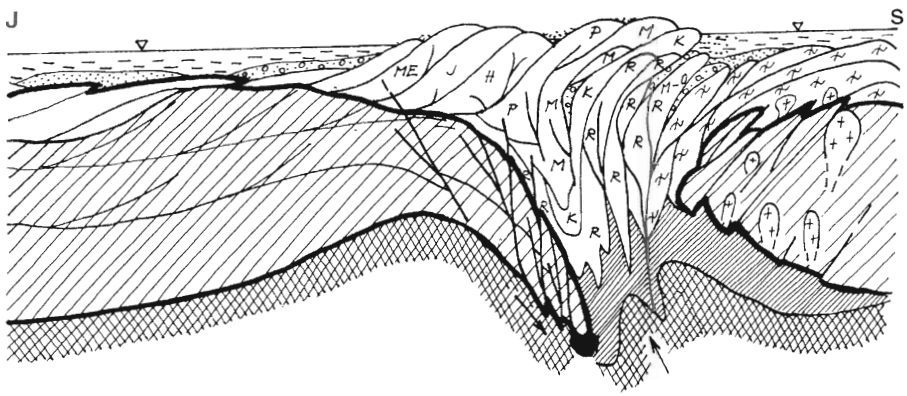
Vo vrchnom karbóne (obr. 3, 4 a 5) subdukcia, ako aj približovanie konvergujúcich platní a zdvih astenosféry v podloží aktívnej platne pokračovali. Zo subdukčného kanála sa časť predtým subdukovaného materiálu vracala späť *(roll back)* vrátane vyššiemetamorfovaných rudnianskych zlepencov a pyroxenického gabra odtrhnutého pri obdukcii z plášťových hornín. Pri zdvihu astenosféry pod aktívnou platňou stúpla aj teplota. Predpokladá sa, že 600-stupňová izograda v tomto štádiu už dosahovala vrchnú časť kontinentálnej kôry a zodpovedala podmienkam gradientu kontinentálneho orogénneho pásma, teda regionálnej metamorfózy a na tejto izograde vo veporických komplexoch aj so vznikom anatektickej taveniny resp. granitovej taveniny a jej následné umiestnenie vo veporickom komplexe hornín. Vrchnokarbónsky vek hnileckého granitu signalizuje začiatok anatektických procesov aj v gemeriku v rámci variskej metamorfózy M1, ako aj Fe karbonátovej mineralizácie. V tom období sa ďalej rozširoval aj sedimentačný priestor karbónu.

V perme (obr. 6), najpravdepodobnejšie v strednom, variské subdukčné procesy vyvrcholili vývojom ostrovného oblúka, ryolitovým vulkanizmom a granitovým magmatizmom. Z vrchného karbónu v tom období v oblasti geotermického gradientu pretrvávali nízkotlakové metamorfné udalosti (M1) charakteristické pre metamorfózu ostrovného oblúka a prebiehali hlavné etapy mineralizácie, t. j. generovanie fluíd predovšetkým zo staropaleozoických



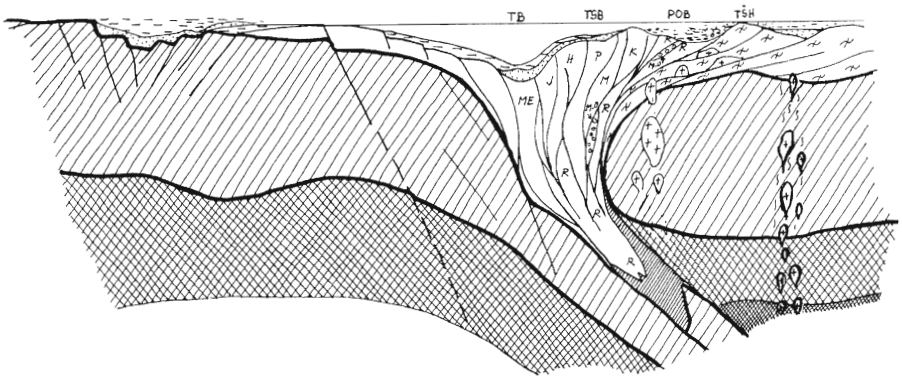
Obr. 2. Model geotektonického a litologického vývoja vo vrchnom devóne až spodnom karbóne (360–350 Ma). 1 – astenosféra, 2 – plášť, 3 – oceánická kôra, 4 – kontinentálna kôra (vrchná časť), 5 – veporické tektonické jednotky, 6 – granit a granitová (dioritová?) tavenina, 7 – variské príkrovy gemerika – ME – medzevský, J – jedľovecký, H – humelský, P – prakovský, M – mníšanský, K – kojšovský, R – rakovecký, 8 – metamorfóza hornín, 9 – zóna žilnej mineralizácie, 10 – permský ostrovnooblúkový vulkanizmus, 11 – karbonáty, 12 – mladopaleozoické sedimenty, 13 – zlomy, 14 – listrické zlomy so zónami mylonitov

Fig. 2. The geotectonic a lithological model in the Upper Devonian and Lower Carboniferous. 1 – asthenosphere, 2 – mantle, 3 – oceanic crust, 4 – continental crust, 5 – nappes of the Veporicum, 6 – granite and granitic (diorite) melt, 7 – Variscan nappes of the Gemericum – ME – Medzev, J – Jedľovec, H – Humel, P – Prakovce, M – Mníšek, K – Kojšov, R – Rakovec, 8 – metamorphosis, 9 – vein-mineralization belt, 10 – Permian island-arc volcanism, 11 – Triassic carbonates, 12 – Late Paleozoic sediments, 13 – faults, 14 – listric faults with mylonitic zones.



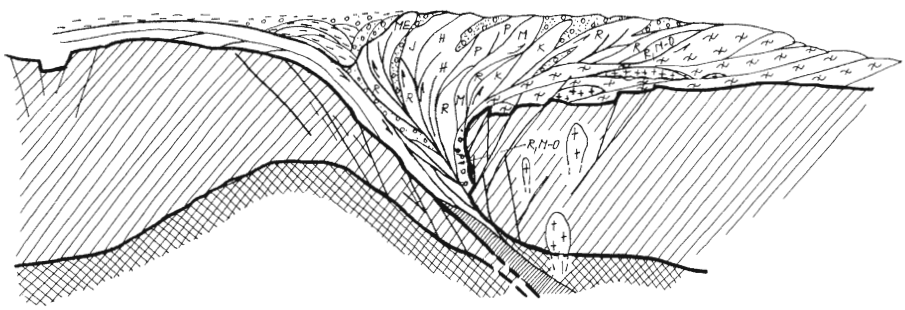
Obr. 3. Model geotektonického a litologického vývoja v spodnom karbóne (350–340 Ma). Vysvetlivky ako pri obr. 2.

Fig. 3. The geotectonic a lithological model in the Lower Carboniferous. Explanations as in Fig. 2.



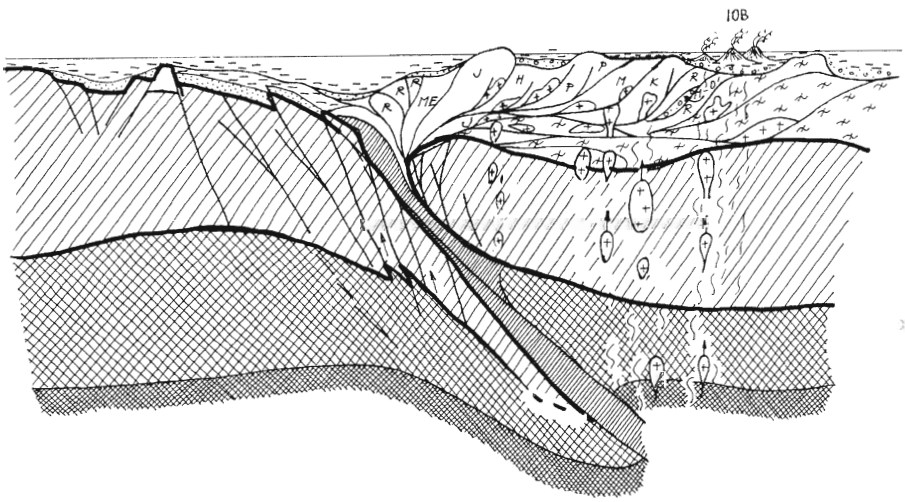
Obr. 4. Model geotektonického a litologického vývoja v strednom až vrchnom karbóne (320–305 Ma). TB – trenčový bazén, TSB – trenčovo-svahový bazén, POB – predoblúkový bazén, TŠH – trenčová štruktúrna hranica. Vysvetlivky ako pri obr. 2.

Fig. 4. The geotectonic and lithological model in the Middle – Upper Carboniferous. TB – trench basin, TSB – trench-slope basin POB – fore-arc basin, TŠH – trench structural boundary Explanations as in Fig. 2.



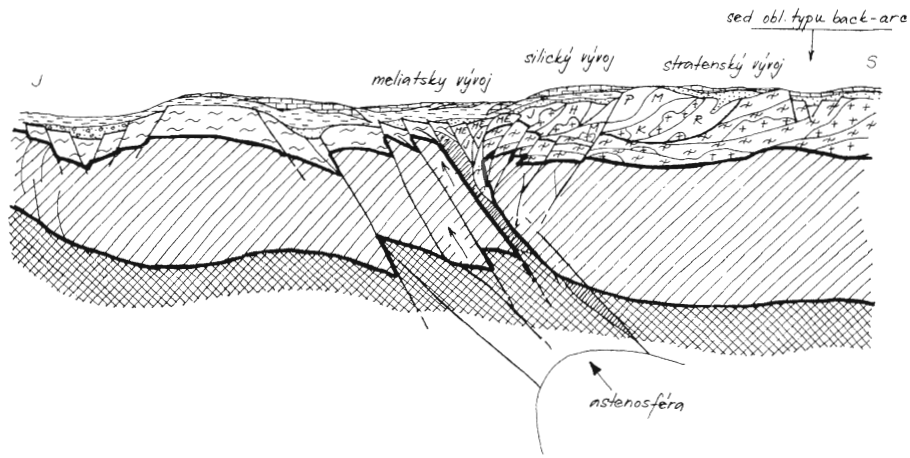
Obr. 5. Model geotektonického a litologického vývoja vo vrchnom karbóne až spodnom perme (300–280 Ma). Vysvetlivky ako pri obr. 2.

Fig. 5. The geotectonic a lithological models in the Upper Carboniferous – Lower Permian. Explanations as in Fig. 2.



Obr. 6. Model geotektonického a litologického vývoja v strednom až vrchnom perme (260 Ma). Vysvetlivky ako pri obr. 2.

Fig. 6. The geotectonic a lithological models in the Middle – Upper Permian. Explanations as in Fig. 2.



Obr. 7. Model geotektonického a litologického vývoja v spodnom triase (250–240 Ma). Vysvetlivky ako pri obr. 2.

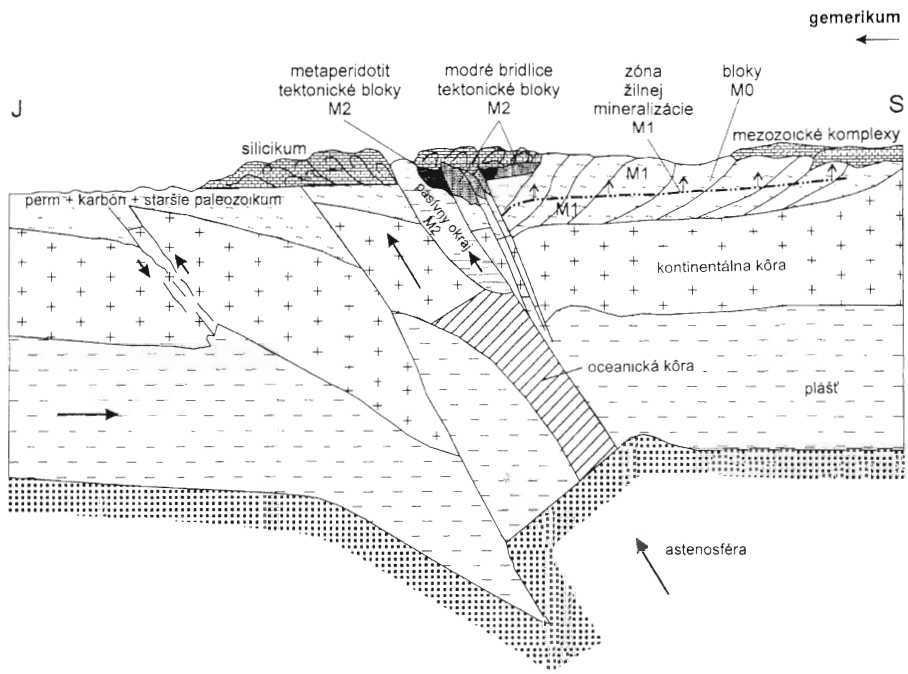
Fig. 7. The geotectonic and lithological model in the Lower Triassic. Explanations as in Fig. 2.

hornín (pestrý vulkanický komplex, holecké vrstvy) a ich prenos v etape kompresného ochabnutia do tektonických ruptúr. Vznikla prevažne sideritová žilná mineralizácia, ako aj podmienky na metasomatické procesy (Fe a Mg metasomatóza) na kalcitovom protolite a na metamorfné prepracovanie sedimentárneho a exhalačnosedimentárneho zrudnenia v staropaleozoických súvrstviach spodného a vrchného rudonosného horizontu.

Alpínske etapy geotektonického vývoja

Doznievajúce kompresné a extenzné variské tektonické procesy dokončili variskú príkrovovú stavbu gemerika a veporika, ich vzájomné vzťahy a začiatok extenzného obdobia spätého s tvorbou alpínskych sedimentačných priestorov meliatika, silicika a severogemerického triasu (obr. 7).

Jurské usporiadanie gemerika bolo v kompresnom režime (Grecula a Radvanec, 2001, in Kobulský et al., 2001). Takéto usporiadanie podmienil reverzný pohyb litosférického plášťa, a hlavne astenosféry po jej zaťažení významným objemom subdukujúceho materiálu v perme. Reverzný pohyb astenosféry na začiatku exhumácie v jure vo forme pestrých tektonických blokov najskôr vytlačil metamorfity M2 vysokotlakovej a nízkoteplotnej fácie modrých bridlíc a na jej konci aj ultravysokotlakové metaperidotity (flogopitovo – K-richteritový peridotit – PKP) z veľkej hĺbky (okolo 100 km, Radvanec, v tlači). Táto hĺbka zodpovedá P-T podmienkam tvorby PKP metaperidotitu v ochudobnenom plášti na vonkajšej hranici subdukčnej zóny. Plášť exhumujúce tektonické projektily metamorfitov M2 z rôzneho protolitu reverzným pohybom vrazil prevažne do nemetamorfovaného prostredia vápencov a klastických sedimentov permsko-mezozoických



Obr. 8. Model geotektonického a litologického vývoja v období jury.

Fig. 8. The geotectonic and lithological model in the Jurassic.

jednotiek vzniknuvších v nadloží variského akrečného komplexu (a sedimentov slabo metamorfovaného pasívneho okraja kontinentu z permského obdobia). Jurské exhumačné štádium kryštalizácie najmladšej generácie fengitu pomocou Ar/Ar a K/Ar datovania v exhumovaných modrých bridliciach s glaukofánom zistil Faryad a Henjes-Kunst (1997). Horniny silicika sú v oblasti reverznej exhumácie subdukovaného klina v príkrovovej pozícii k paleozoickému podkladu gemerika. Na S gemerika sú rovnako staré mezozoické komplexy v pozícii *in situ* a možno tam sledovať ich plynulý prechod do hornín permu.

Vo vrchnej jure, ale najmä v spodnej kriede sa tektonické usporadúvanie horninových komplexov gemerika, a teda aj produktov metamorfných udalostí M0, M1 a M2 do približne súčasnej pozície skončilo.

Záver a aplikácia

Terajší tektonický obraz gemerika vznikol pohybmi na strižných zónach v pokriedovom období. Metamorfity oceánskeho dna M0 sa zachovali v podobe tektonických blokov rulovo-amfibolitového komplexu hlavne na S gemerika. Regionálna nízkotlaková a vysokoteplotná metamorfóza M1 s prográdnou vetvou z vrchného karbónu dosiahla teplotný vrchol pri regionálnej metamorfóze vo vrchnom perme. V tomto štádiu metamorfózy M1 (metamorfóza ostrovného oblúka) sa skončila aj tvorba Fe-Mn-Mg karbonátovej a sulfidickej žilnej a stratiformnej karbonátovej (metasomatickej) mineralizácie.

Vzťah exhumovaných „vysokotlakovo" metamorfovaných exotických blokov v takmer nemetamorfovanom mezozoickom prostredí sa charakterizuje ako lokálny prienik metamorfitov prevažne do permsko-triasových, najmä obalových sekvencií. Tento exhumačný proces bol „jednorazový" a úzko sa viazal na reverzný pohyb plášťa v jure a ním sa exhumácia vysokotlakovo metamorfovaných blokov alebo „projektilov" aj skončila.

Koncom jury alebo až po nej nadobudla metamorfóza M2 regionálny charakter súvisiaci s tektonickým „dousporiadaním" gemerika. V pojurskom období mala metamorfóza M2 regionálnu povahu na hranici strednotlakovej metamorfózy vo fácii zelených bridlíc. Túto metamorfózu spôsobilo finálne umiestnenie (vrchnej hranice) plášťa pod gemerikom, keď sa izoterma 500 °C ustálila v hĺbke 15–20 km, čo zodpovedá teplotnému gradientu 25 °C/km alpínskej metamorfózy.

Regionálny charakter metamorfózy M2 pravdepodobne doznieval až v spodnej kriede. Bola to rejuvenizačná „alpínska metamorfóza M2", v ktorej sa horniny gemerika v kompresnom režime opäť metamorfovali v podmienkach strednotlakovej (4–5 kbar) fácie zelených bridlíc. V staršej minerálnej asociácii z metamorfózy M1 sa regionálna metamorfóza M2 zistila len lokálne v strižných zónach, pretože staršie minerálne asociácie z M1 boli v regionálnom procese M2 stabilné. Metamorfóza M2 v gemeriku neprekročila hranicu fácie zelených bridlíc, ale mala veľký vplyv na redistribúciu izotopov K v slude a tým významne zmenila výsledky datovania hornín v prospech jurskej a pojurskej regionálnej metamorfózy. Metamorfóza M2 lokálne prepracovala aj žilnú a stratiformnú mineralizáciu, lebo prebiehala v kompresnom režime, ale „rudonosné fluidá" sa generovali len sporadicky a bez významného mineralizačného efektu.

Je pravdepodobné, že sa v jure plášť pod gemerikom dostal do súčasnej pozície, ako to vyplýva napr. z magnetotelurického (Pawliszynowa, 1978; Grecula et al., 1995) a z gravimetrického i seizmického modelu (Bezák et al., 1997; Šefara et al., 1996). Tvar litosférického plášťa a astenosféry pod gemerikom, ako aj metamorfných udalostí, žilnej pozície a stratiformnej mineralizácie v poslednom štádiu vývoja gemerika v jure schematicky znázorňuje obr. 8. Konfigurácia plášťa na obrázku, odvodená z gravimetrických a seizmických modelov, sa sformovala pod vplyvom subdukčného kanála z variského obdobia so sklonom na S. Tvar plášťa v jursko-kriedovom období podmienil nasledujúci reverzný zdvih a exhumáciu subdukovaných vysokotlakovo metamorfovaných hornín a ich umiestnenie do akrečného komplexu.

Literatúra

Bezák, V., Šefara, J., Bielik, M., & Kubeš, P. 1997: Models of the Western Carpathian lithosphere. *In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, 25–34.*

Faryad, S. W., & Henjes-Kunst, F., 1997: Petrologic and geochronologic constraints on the tectonometamorphic evolution of the Meliata Unit blueschists, Western Carpathians (Slovakia). *In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr. Bratislava, 145–154.*

Grecula, M., 1998: Carboniferous of Črmelikum terrane, Western Carpathians: Relic of a fore-arc basin within Alpide Variscides. *Mineralia Slov., 2, 109–136.*

Grecula, P., 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. *Mineralia Slov., 5, 221–245.*

Grecula, P., 1982: Gemerikum – segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, Alfa, 263.*

Grecula, P., Abonyi, A., Abonyiová, M., Antaš, J., Bartalský, B., Bartalský, J., Dianiška, I., Drnzík, E., Ďuda, R., Gargulák, M., Gazdačko, Ľ., Hudáček, J., Kobulský, J., Lörinz, L., Macko, J., Návesňák, D., Németh, Z., Novotný, L., Radvanec, M., Rojkovič, Ľ., Rozložník, O., Varček, C., & Zlocha, J., 1995: Mineral deposit of the Slovak Ore Mountains. *Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, 834.*

Grecula, P., & Radvanec, M., 2001: Geotektonický model gemerika. *In: J. Kobulský (ed.): Záverečná správa z úlohy Atlas geomáp SGR. Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Kobulský, J., 2001: Záverečná správa z úlohy Atlas geomáp SGR. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Németh, Z., 2002: Variscan suture zone in Gemericum: Contribution to reconstruction of geodynamic evolution and metallogenetic events. *Slov. geol. mag., 8, 247–257*

Pawliszynowa, J., 1978: Magnetotelurická metóda. *In: Správa z geofyzikálnych meraní, oblasť Poproč MS–GP 189.*

Plašienka, D., Grecula, P., Putiš, M., Kováč, M., & Hovorka, D., 1997: Evolution and structure of the Western Carpathians: An overview. *In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, 1–24.*

Radvanec, M., 1998: High-pressure metamorphism of Upper Carboniferous conglomerate from the locality Rudňany-Svinský hrb on the north of Gemericum. *Mineralia Slov., 1, 95–108.*

Radvanec, M. (in print): P-T path and exhumation model of ultra-high pressure phlogopite–K-richteritic amphibole – tremolite – pargasite-bearing metaperidotite at Jaklovce in western Carpathians, Slovakia.

Šefara, J., Bielik, M., Konečný, P., Bezák, V., & Hurai, V., 1996: The latest stage of development of the Western Carpathian lithosphere an its interaction with astenosphere. *Geol. Carpath., 47, 6, 339–347*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 199–201

Veporikum Braniska a Čiernej hory v kontexte stavby Západných Karpát

STANISLAV JACKO

Katedra geológie a mineralógie FBERG TU v Košiciach, Park J. A. Komenského 15, 043 84 Košice, Slovenská republika; stanislav.jacko@tuke.sk

(Doručené 23. 3. 2005)

Veporicum of the Branisko and Čierna hora mountain ranges in the context of geological setting of Western Carpathians

Some connections concerning extra- vs. intra-Carpathian affiliation of the Zemplinicum Unit, Branisko and Čierna hora Mts. basement rocks facility to the Tatricum and/or Veporicum Unit and probable position of the Čertovica line in this morphostructural elevation as well as questions regarding geotectonic relations of the Late Paleozoic klippes emplaced onto basement and cover sequences of the Branisko and Čierna hora Mts. are discussed in this contribution.

Key words: basement rocks relationships, Choč nappe, eastern part of the Western Carpathians

Úvod

Pri východnom okraji interníd Západných Karpát sa na relatívne malej ploche stýkajú temer všetky predterciérne západokarpatské jednotky, čo na prvý pohľad poskytuje ideálne podmienky na odhalenie ich časovopriestorových vzťahov. Keby to bola pravda, nepretrvávali by ťažkosti s geotektonickou príslušnosťou zemplínskeho kryštalinika, tatrickou či veporickou provenienciou kryštalinika Braniska ani s existenciou trosiek chočského príkrovu na veporiku Čiernej hory a Braniska. V príspevku poukazujeme na súvislosti bezprostredne súvisiace s riešením týchto problémov.

Vymyká sa zemplinikum zo stavby tatroveporického kryštalinika?

Problém zemplinika ako osobitnej intrakarpatskej či extrakarpatskej jednotky (cf. Slávik, 1976; Plašienka et al. in Grecula et al., 1997, a tam citované pramene) inicioval najmä osobitný vývoj mladšieho paleozoika, stanovenie prekambrického veku jej rúl z vrtov na maďarskom území (Pantó et al., 1967) a v 70. rokoch 20. stor. i dobový stav poznatkov o veku a intenzite metamorfózy tatroveporických jednotiek kryštalinika Západných Karpát.

Hoci v tomto kontexte by nesporne bolo vhodné mať v dnešnom toporeliéfe k dispozícii kadomský fundament, na ktorom sa vyvíjala spodná jednotka variskej stavby tatroveporického kryštalinika, sú dnes z kryštalinika zemplinika k dispozícii exaktné údaje o faciálne analogických podmienkach variskej metamorfózy ako v iných úsekoch tatroveporického kryštalinika (Faryad a Vozárová, 1997; Faryad et al., 2003). Takéto relácie potvrdzuje aj novšie datovanie metamorfitov zemplinika (338 ± 22 Ma z monazitu kremenných svorov resp. 338 Ma), K/Ar veky z amfibolov v amfibolitoch (Finger a Faryad ex Faryad et al., l. c.) resp. pegmatitov (307,9 ± 12 Ma, Faryad a Balogh, 2002).

Zloženie a vzájomné vzťahy základných litotypov metamorfitov zemplinika (cf. Vozárová, 1991) sú principiálne zhodné s ich analógmi vo vrchnej jednotke variskej stavby tatroveporického kryštalinika Braniska a Čiernej hory, v komplexe Patrie a Bujanovej (cf. Vozárová a Faryad, 1997; Jacko et al., 1990, 1995). Analogický je aj rytmický vývoj rozsiahlych mylonitových zón v komplexe Bujanovej a v profile metamorfitov zemplinika (Jacko, 1998; Vozárová, l. c.). V tomto kontexte je podstatná i pravdepodobná zámena porfyroidov v podloží jednotky (Pantó et al., 1967) za kataklazity jej metamorfitov (Kisházi a Ivancsics, 1988, ex Vozárová, l. c.).

Pokiaľ sa akceptujú tieto relácie, potom aj osobitný vývoj mladopaleozoickej sekvencie v zempliniku, najmä jeho vrchnokarbónskych súvrství, možno posudzovať skôr z hľadiska špecifickej paleodynamiky predovšetkým iniciálnej etapy vývoja mladopaleozoických bazénov, ktorú v konkrétnom prípade zdôrazňuje okrem iného i epizodická sedimentácia jeho litofácií (Vozárová, 2004).

Tatrické alebo veporické kryštalinikum Braniska a Čiernej hory

Načrtnutý problém je predovšetkým dôsledkom negeneticky koncipovanej otázky, ktorá epizodicky pretrváva aj v súčasnosti a súvisí so vžitou tendenciou členiť tatroveporické kryštalinikum Západných Karpát podľa rozdielneho vývoja jeho obalových jednotiek a rozdielov alpínskeho

prepracovania kryštalinika v severojužnom profile, teda podľa alpínsky naložených znakov na komplexy kryštalinika (Jacko, 1988). Neopodstatnenosť takéhoto prístupu k členeniu kryštalinika je zrejmá i z iných regiónov Západných Karpát, napr. zo známej absencie jednoznačných kritérií pri rozhraní medzi nízkotatranským kryštalinikom a kryštalinikom ľubietovskej zóny veporika.

Výrazná morfoštruktúrna elevácia Braniska, zloženie jej kryštalinika a kontinuálne pokračovanie jeho predterciérnych jednotiek do Čiernej hory boli do začiatku 60. rokov 20. stor. dôvodom na začleňovanie obidvoch oblastí medzi jadrové pohoria, jednotlivé „tatrické pásma" Západných Karpát. Súbor nových poznatkov o vývoji západokarpatského kryštalinika zo 60. až 80. rokov prirodzene vyústil aj do prehodnocovania laterálnych vzťahov jeho jednotiek. V syntetizujúcich, ale aj tematických prácach zostávalo kryštalinikum na S od sedla Braniska tatrické až do roku 1986, keď ho Vozárová a Vozár na základe litologickej analógie hornín kryštalinika a obalového permu korelovali so severným veporikom. Pre kryštalinikum Ľubice a Čiernej hory sa hľadali paralely najčastejšie v severnom veporiku.

Po prehodnotení výsledkov petrologických štúdií v obidvoch pohoriach (Vozárová a Faryad, 1997; Jacko et al., 1990) sme dospeli k záveru, že vo vývoji a v litologickej náplni komplexu Patrie a Bujanovej nie sú zásadné rozdiely (Jacko et al., 1995; Jacko, 1998). Tento poznatok bol jedným z dôvodov na začlenenie obidvoch komplexov – vrátane miklušovského v oblasti Čiernej hory – do vrchnej litotektonickej jednotky variskej stavby tatroveporického kryštalinika (Bezák et al., 1997). Predbežne – predovšetkým z hľadiska zloženia a stavby kryštalinika – nie sú argumenty vyžadujúce tento model principiálne revidovať.

Ani v horninovej náplni obalového permu a mezozoika (okrem podstatnej redukcie jeho profilu na S od sedla Braniska) niet podstatných rozdielov medzi obidvoma morfoštruktúrami (cf. Jacko et al., 1995, a tam citované pramene), pričom sa všeobecne akceptuje paleogeografická príslušnosť zachovaného profilu mezozoika do sekvencie Veľkého boka. To, pochopiteľne, evokuje základný problém alpínskej stavby v elevácii Braniska – pozíciu hranice medzi veporikom a tatrikom, teda ekvivalent čertovickej „línie" v tejto morfoštruktúre.

Pre absenciu podstatnej časti profilu obalového mezozoika v masíve Smrekovice sa ponúka niekoľko alternatív. Pokiaľ však tam zastúpená spodnotriasová sekvencia patrí obalovému mezozoiku, ekvivalent čertovickej línie sa bude situovať severnejšie, a to v intenzívnej zóne mylonitov na jej severnom okraji, resp. bude línia kolmatovaná telesom chočského príkrovu. Z hľadiska interpretovaného seizmického transektu G (Vozár et al., 1998) sa druhá alternatíva zdá pravdepodobnejšia. Výrazná štruktúra s približne 45° sklonom na JZ, sledovateľná do hĺbky okolo 15 km, zasahuje pod južný okraj paleogénu Bachurne a hĺbkovým dosahom aj sklonom je korelatívna s analogickým kôrovým rozhraním, s margecianskou strižnou zónou. Systém zlomov smeru V–Z v tomto priestore by mohol byť odrazom postpaleogénnej reaktivácie zóny.

O paleotektonickej proveniencii trosiek mladšieho paleozoika v Branisku a Čiernej hore

Erozívne relikty mladopaleozoických, takmer výlučne vrchnokarbónskych súvrství na kryštaliniku južných svahov Ľubice resp. na juhe v oblasti Spáleného vrchu Čiernej hory, sa až do roku 1968, keď ich J. Vozár na základe korelácie s nižnobocianskym súvrstvím v Nízkych Tatrách zaradil do hronika, považovali za príkrovové trosky gemerika. V tejto súvislosti treba pripomenúť, že Zacharov (1986) na severných svahoch Ľubice doložil takmer súvislý pruh karbónu s tektonizovaným rozhraním voči podložným leukogranitom miklušovského komplexu a nadložnému permu brusnianskeho súvrstvia. Metasedimenty súvrstvia s klastickým materiálom podložného kryštalinika pokračujú v analogickej pozícii až do oblasti na SV od Ružína.

Vzťah okrajov erozívnych reliktov vrchného karbónu k okolitým jednotkám južných svahov Ľubice je síce tektonický, ale ponúka i alternatívu, že je v obalovej pozícii voči kryštaliniku Čiernej hory. Práve v tomto úseku sa končí jediný segment miklušovského komplexu pri južnom okraji kryštalinika Čiernej hory. Od aplitického granitu komplexu je vrchný karbón utatý priečnym zlomom. Severná hranica vrchnokarbónskych súvrství s kryštalinikom lodinského komplexu sleduje systém postpaleogénnych hričovských zlomov. Na V sa vrchnokarbónske relikty stýkajú so spodnotriasovým ílovitopiesčitým súvrstvím obalového mezozoika na zlomoch smeru SV–JZ resp. na iných, štruktúrach, pričom ich charakter a vergenciu v extrémne zasutinenom teréne nemožno jednoznačne posúdiť. Bazálna zlepencovo-pieskovcová časť vrchnokarbónskeho súvrstvia obsahuje podstatný podiel klastov sekrečného kremeňa, aplitov, metakvarcitov, ale i dvojsľudných svorov, granitoidov a amfibolitov, čo naznačuje zdrojovú oblasť kryštalinika Čiernej hory. Ak sa vezme do úvahy prítomnosť zložením a pozíciou analogického vrchnokarbónskeho súvrstvia na severných svahoch Ľubice, potom by sa z pohľadu alpínskej vrásovej stavby pohoria jeho ekvivalent na južných svahoch Ľubice nemal neočakávať.

Príkrovová troska mladšieho paleozoika v oblasti Spáleného vrchu vypĺňa jadro synklinály Sivca v nadloží jury obalovej sekvencie Čiernej hory. V nadloží vrchného karbónu rovnomennej kóty sa zachoval drobný relikt pelitov a psamitov permu prerážaný telesom amfibolicko-pyroxenického dioritu s petrochemickou afinitou k telesám dioritov v nižnobocianskom súvrství Nízkych Tatier (Jacko et al., 1995). Naložená prehnitovo-pumpellyitovo-epidotová asociácia v dioríte na Spálenom vrchu indikuje teplotu metamorfózy 250 °C a tlak 3 kbar (Faryad et al., v tlači), teda oveľa nižšie podmienky alpínskej metamorfózy než v priľahlom gemeriku (Faryad a Dianiška, 2003). Zároveň sa blíži pumpellyitovo-prehnitovo-kremennej fácii metamorfózy doloženej z dioritov Nižnej Boce (Vrána a Vozár, 1969).

Mladšie paleozoikum príkrovovej trosky na Spálenom vrchu je zreteľne a vo viacerých smeroch porovnateľné s ekvivalentnými súvrstviami hronika. Spochybňovanie

jeho paleotektonickej príslušnosti do tejto jednotky v poslednom období (Havrila, 2004) je bez príslušných argumentov dosť prekvapujúce.

Literatúra

Bezák, V., Jacko, S., Janák, M., Ledru, P., Petrík, I., & Vozárová, A., 1997: Main Hercynian lithotectonic units of the Western Carpathians. *In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, 261–268.*

Faryad, S. W., & Balogh, K., 2002. Variscan pegmatite and K-Ar and Ar/Ar dating from basement rock of the Zemplín Unit, Western Carpathians. *Acta geol. Acad. Sci. hung., 45, 2, 193–205.*

Faryad, S. W., Balogh, K., Jacko, S., & Ivan, P., 2003: Eastern border of the Western Carpathian basement units: Reconstruction from lithology, metamorphism and age dating. *Abstr. Vol. Int. Conf. Geology without frontiers: Blansko, 43.*

Faryad, S. W., & Dianiška, I., 1999: Stupeň alpínskej metamorfózy v horninách staršieho paleozoika gemerika. *Mineralia Slov., 5–6, 485–490.*

Faryad, S. W., Ivan, P., & Jacko, S., Metamorphic petrology of metabasites from the Branisko and Čierna hora Mts., Western Carpathians (Slovakia). *Geol. Carpath.* (v tlači).

Faryad, S. W., & Vozárová, A., 1997: Geology and metamorphism of the Zemplinicum basement unit (Western Carpathians). *In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, 351–358.*

Havrila, M., 2004: Tektogenéza mezozoických panví Západných Karpát – hronikum. Čiastková správa úlohy 130-03. Tektogenéza mezozoických panví Západných Karpát. *Bratislava, ŠGÚDŠ, 150.*

Jacko, S., 1988: Postavenie Braniska a Čiernej hory v kontexte centrálnych Západných Karpát. *In: Zbor. ved. prác VŠT v Košiciach, 175–185.*

Jacko, S., 1998: Tectonometamorphic evolution of the Branisko and Čierna hora Mts. (Western Carpathians). *Slov. geol. mag., 4, 2, 137–142.*

Jacko, S., Korikovskij, S. P. & Boronichin, A. V., 1990: Rovnovážne asociácie rúl a amfibolitov komplexu Bujanovej (Čierna hora). *Mineralia Slov., 3, 231–239.*

Jacko, S., Vozár, J. & Polák, M. 1995: Nové poznatky o geologickej stavbe Braniska a Čiernej hory. *Mineralia Slov., 6, 417–418.*

Pantó, Gy., Kovács, A., Balogh, K. & Sámsoni, Z. 1967: Rb-Sr check of Assyntian and Caledonian metamorphism and igneous activity in NE Hungary. *Acta geol. Acad. Sci. hung., 11, 1–3, 279–281.*

Plašienka, D., Grecula, P., Putiš, M., Hovorka, D. & Kováč, M., 1997: Evolution and structures of the Western Carpathians, an overview. *In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, 1–24i.*

Slávik, J., 1976: Zemplinikum – možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. *Geol. Práce, Spr., 65, 7–19.*

Vozár, J., Szalaiová, V. & Šantavý, J., 1998: Interpretation of the Western Carpathian deep structures on the basis of gravimetric and seismic sections. *In: M. Rakús (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, GÚDŠ, 241–258.*

Vozárová, A., 1991: Petrológia hornín kryštalinika zemplinika. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 14–59.*

Vozárová, A., 2004: Tektogenéza mladopaleozoických bazénov Západných Karpát. Čiastková správa úlohy 130/3: Tektogenéza paleozoických paniev Západných Karpát. *Bratislava, ŠGÚDŠ, 68.*

Vozárová, A. & Faryad, S. W., 1997: Petrology of Branisko crystalline rock complex. *In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, 343–350.*

Vrána, S. & Vozár, J., 1969: Minerálna asociácia pumpellyit-prehnit-kremennej fácie Nízkych Tatier. *Geol. Práce, Spr., 49, 91–100.*

Zacharov, M., 1986: Litologicko-štruktúrny vývoj a nerastné suroviny jv. časti masívu Slubice. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – archív Katedra geológie a mineralógie BF TU Košice.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 202–204

Geodynamic evolution of Gemericum and neighbouring Veporicum in the frame of two-phase divergence and convergence

ZOLTÁN NÉMETH

Geological Survey of Slovak Republic, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovak Republic; nemeth@gssr-ke.sk

(Received 26. 4. 2005)

Abstract

The paper presents the evolution of southern zone of Inner Western Carpathians by two-phase Hercynian and Alpine divergence, convergence and collision. The role of the same convectional heat for Paleozoic rifting as well as thermal overprint and divergence in Permo-Triassic collision terrane is emphasized. The Permian anatectic melting, volcanism, origin of ore veins and stratabound mineralization in Permian are also related to this prolonged source of convectional heat (hot line).

Key words: geodynamic evolution, Hercynian, Alpine, Gemericum, Veporicum

Introduction

Modified interpretation of geodynamic evolution of Gemericum and neighbouring Veporicum is based on geological mapping, meso/microstructural research, deformation analysis, paleopiezometry (Németh, 2003) and accounting of the published results of further branches of geosciences. *(Remark: Descriptions south and north, used in the text, reflect the recent setting and are relative because of the block rotation in Tertiary.)*

Hercynian evolution of Gemericum

The Hercynian continental rifting in the future Gemeric/Veporic terrane is dated back to Ordovician. The beginning of oceanization is indicated by rocks of Klátov Group (Fig. 1; semimetapelite = pelite + carbonate + organic matter + tholeiitic basalt; sensu Radvanec, 1992). Further authors interpreted the rocks of Klátov Group as representants of island arc crust with relics of oceanic crust (Vozárová, 1993; Ivan, 1994). The high-temperature amphibolite facies assemblages down to greenschists facies and relics of enclaves of amphibolitized eclogites were demonstrated by Hovorka et al. (1992). During Hercynian divergence the southern "Gemeric" side of the basin was represented with marginal Gelnica and more distal Rakovec Groups of Early Paleozoic age. Another interpretation of Rakovec Group correlates it with back arc oceanic crust (Ivan et al., 1994 and further works). We suppose that in the opposite "Veporic" side of the basin the corresponding sequences were deposited owing to corresponding provenance (the same Cadomian basement).

The Hercynian convergence was initiated by south-vergent compression due to gradual collision in more internal Hercynian Tatro-Veporic zones. The lithology of Klátov Group was shallowly subducted as the first, but remained in hanging wall of subduction zone. The convergence terminated with the collision of amalgamated Tatro-Veporic domain (cf. Bezák et al., 2002) with the Gemeric domain during wider time interval between Wesphalian and Stephanian (deformation phase **VD**). The post-collisional molasse is represented by the Hámor Formation with detrital mica displaying Westphalian Ar/Ar plateau age 314.1 ± 0.2 Ma (Dallmeyer in Németh, 2003). Frequently present Westphalian-Stephanian radiometric ages in Veporicum (cf. Cambel et al., 1990) we also relate with the termination of subduction and collision processes. The product of this collision is the *Rakovec geosuture* encompassing the lithology of obducted Paleozoic Rakovec (with exhumed mantle fragments; cf. Radvanec, 1998, 2000) and Klátov Groups and partly Carboniferous rocks.

From the Gelnica Group the obducted suite is separated with ductile shear zone of moderate northern inclination (Fig. 1 – Westphalian evolution). Microtectonic research of mylonites from the boundary shear zone between Gelnica and Rakovec Groups (Németh, 2002) proved the south-vergent kinematics of exhumation.

Alpine evolution of Inner Western Carpathians

The thermal regime during Permian was highly probable multiplied by the presence of prolonged thermal source beneath the collided terrane of Veporic and North Gemeric zone. The position of thermal axis in this zone results also from reconstruction of the whole Western Carpathian Permian sedimentogenesis and magmatic trends (Vozárová and Vozár, 1987). The position of this linear convection

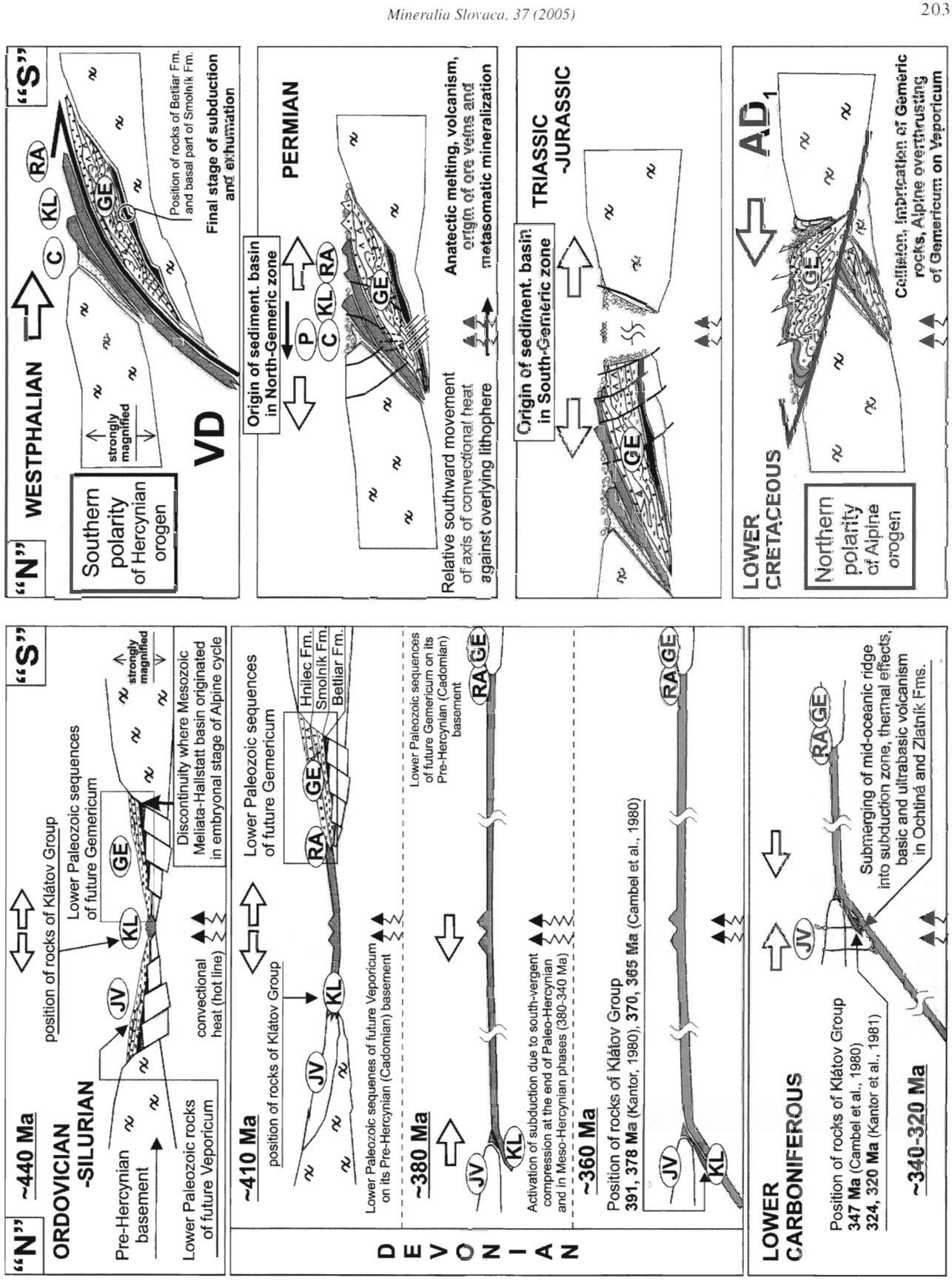


Fig. 1. Paleozoic and Mesozoic geodynamic evolution of Gemericum and neighbouring Veporicum. GE – Gelnica Group, RA – Rakovec Group, KL – Klátov Group, JV – Southern Veporicum, C – Carboniferous sequences, P – Permian sequences.

heat (hot line) indicates its possible correspondence with the heat causing former Lower Paleozoic continental rifting. During the preceding subduction, this heat source was relatively submerged (by the lithosphere displacement regarding to fixed linear source of heat) beneath active (Tatro-Veporic) margin simultaneously with submerging of mid-oceanic ridge (Fig. 1 – Lower Carboniferous evolution). The convective heat multiplied the thermal effects of subduction, and, mainly, that of final collision (Fig. 1 – Permian evolution). Therefore, the geothermal gradient in Inner Western Carpathians is supposed to be extremely high in Permian. This is proved by anatectic melting and vigorous volcanism, origin of ore veins and metasomatic mineralization.

Later Permian evolution in the Inner Western Carpathians is characterized with northward displacement of lithospheric plates bearing collisional terrane in relation to thermal source. This is proved by younging of the ages of Gemeric granite from the north southward (cf. Kovách et al., 1986, in Grecula et al., 1995).

After the Permian extension in North-Gemeric zone, the continental crust in South-Gemeric zone was later disintegrated and the prolonged Meliata-Hallstatt basin has originated (Fig. 1 – Triassic-Jurassic evolution).

As proved by meso/microstructural studies, later Alpine collisional evolution of Inner Western Carpathians after Upper Jurassic? convergence can be divided into three deformation phases (Fig. 1):

Deformation phase $\mathbf{AD_1}$ is tightly related to the closure of Meliata-Hallstatt basin with following succession of events: Closure of the basin and transport of the Bôrka nappe on Gemericum (cf. Mello et al., 1998; Németh, 1996, 2002). Ongoing convergence caused not only the north-vergent imbrication of Lower Paleozoic rocks of former Variscan collisional terrane, but the Lower Cretaceous displacement of several kilometers thick rock pile of Gemericum northward on Veporicum. The north-vergent imbrication in low-temperature brittle-ductile and brittle regime caused multiple repeating the Early Paleozoic lithology of Gemericum in the recent view (Németh, 2001; Fig. 1 – Lower Cretaceous evolution).

Thickening of continental crust caused the Middle Cretaceous unroofing of Veporic "core" during $\mathbf{AD_2}$ (cf. Plašienka, 1993; Hók et al., 1993; Kováč et al., 1994; Putiš et al., 1999). The younger conjugate systems of brittle-ductile and brittle shear zones of NW–SE and NE–SW trends ($\mathbf{AD_3}$; cf. Grecula et al., 1990; Németh et al., 2001) caused arc bending of Gemericum, and *sensu lato* of the whole Western Carpathians.

References

Bezák, V., Kováč, M., Lexa, J., & Plašienka, D., 2002. Polystage tectonic evolution of the Western Carpathian crust. *Krystalinikum, 28, 189–196.*

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., 2, 97–110.*

Grecula, P., ed., 1995: Mineral deposits of the Slovak ore Mountains. *Geocomplex, Bratislava, 1–829.*

Hók, J., Kováč, P. & Madarás, J., 1993: Extensional tectonics of the western part of the contact area between Veporicum and Gemericum. *Mineralia Slov., 3, 172–176.*

Hovorka, D., Méres, Š., & Ivan, P., 1992: Pre-Alpine Western Carpathians basement complexes: Geochemistry, petrology, geodynamic setting. *Terra Nova, abstr. Suppl. 2, 4, 32*

Ivan, P., 1994: Early Paleozoic of the Gemeric Unit (Inner Western Carpathians): Geodynamic setting as inferred from metabasalts geochemistry data. *Mitt. Österr. Geol. Gesell. (Wien), 86, 23–31*

Kováč, M., Kráľ, 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.*

Kovách, A., Svingor, E., & Grecula, P., 1986: Rb-Sr isotopic ages of granitoid rocks from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Western Carpathians, Eastern Slovakia. *Mineralia Slov., 1, 1–14*

Mello, J., Reichwalder, P., & Vozárová, A., 1998: Bôrka nappe: High-pressure relic from the subduction-accretion prism of the Meliata ocean (Inner Western Carpathians, Slovakia). *Slov. geol. mag., 4, 4, 261–273.*

Németh, Z., 1996: First discovery of the Bôrka nappe in the eastern part of the Spiš-Gemer Ore Mts., Western Carpathians. *Mineralia Slov., 3, 175–184.*

Németh, Z., 2001: Petrotectonics of the ductile shear zones of Gemericum. *Ph.D. thesis Comenius University, Faculty of Natural Science, Bratislava, 1–98.*

Németh, Z., 2002. Variscan suture zone in Gemericum. Contribution to reconstruction of geodynamic evolution and metallogenetic events of Inner Western Carpathians. *Slov. geol. mag., 8, 235–246.*

Németh, Z., 2003: Tectogenesis of Lower Paleozoic and Upper Paleozoic sedimentary basins in Gemeric region in the frame of geodynamics of Inner Western Carpathians. *Final report. Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava, 1–91*

Németh, Z., Putiš, M., & Grecula, P., 2001: Origin of the arc bended boundary of Gemericum and Veporicum from the viewpoint of kinematics of Alpine unroofing. *Geol. Práce, Spr. 105, 65–66.*

Plašienka, D., 1993: Structural pattern and partitioning of deformation in the Veporic Foederata cover unit (Central Western Carpathians). *In: M. Rakús & J. Vozár (Eds.), Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát, GÚDŠ Bratislava, 269–277*

Putiš, M., Németh, Z., Unzog, W. & Wallbrecher, E., 1999: The quartz and calcite X-ray texture goniometer patterns from the Western Carpathians Cretaceous ductile shear zones used as kinematic indicators. *Geol. Carpath., 50, special issue, 165–169.*

Radvanec, M., 1992: Zonality of low-pressure polyphase metamorphism in open system for the fluid phase in the gneiss-amphibolite complex of Gemeric Unit. *Mineralia Slov., 3–4, 175–196.*

Radvanec, M., 1999: Eclogitized clinopyroxene-gabbro with retrograde metamorphism in pumpellyite-actinolite facies on Babiná and Ostrá hills (Gemericum). *Mineralia Slov., 5–6, 467–484.*

Radvanec, M., 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. (Western Carpathians, Slovakia). *Mineralia Slov., 5, 439–458.*

Vozárová, A., 1993: Variscan metamorphism and crustal development in Gemericum. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 16, 55–117*

Vozárová, A., & Vozár, J., 1987: West Carpathians Late Paleozoic and its paleotectonic development. *In: H. W. Flügel, F. P. Sassi & P. Grecula (eds.): Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts. Mineralia Slov. – Monogr., Alfa, Bratislava, 469–487*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 205–208

Litostratigrafia staršieho paleozoika gemerika: volovská skupina

PAVOL GRECULA a JÁN KOBULSKÝ

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika

(Doručené 30. 5. 2005)

Lithostratigraphy of Lower Paleozoic of Gemericum: Volovec Group

The Spišsko-gemerské rudohorie Mts. are considered to be a classical area of the Early Paleozoic within the Western Carpathians. The Early Paleozoic of Gemericum is considered to be a single lithostratigraphic unit (the Volovec Group, Grecula, 1982). Some autors (Bajaník et al., 1984 and others) still support the division of Early Paleozoic of Gemericum into two units, the Gelnica Group and the Rakovec Group. The Volovec Group is divided into three formations, in ascending order: the Betliar, Smolník and Hnilec Formations. The Betliar Formation consists of black laminated pelitic-silstone phyllites, its upper parts compose of black pelitic phyllites associated with lydites and carbonate rocks (the Holec Beds). The Smolník Formation is formed of a variety of green mostly laminated phyllites and of flysch psammitic-pelitic and psammitic assemblages. At the base of the Smolník Formation some diabase--keratophyre horizon (a variegated volcanic complex, tens of meters) occur. The Hnilec Formation consists of volcanic rocks. A variegated volcanic complex is always present at its base; it is overlaid with a volcanic sequence, characterized in the northern part of Gemericum by basalts, with subordinate gabbros, gabbrodiorites, phyllites, very rarely carbonate and cherts (the Rakovec Complex). In the middle and southern parts of Gemericum the volcanic sequence is dominated by rocks of rhyolitic and dacitic composition (the Gelnica Complex). The rocks of Volovec Group are metamorphosed mostly in greenschist facies, but they reach, in many places, the garnet-amphibolite facies (the Klátov Complex).

The lower boundary of the Volovec Group is not known and its base has not been identified. The upper part of the Volovec Group is Upper Devonian–Lower Carboniferous, as the unconformably overlying the Ochtiná Group has been paleontologically dated to the Upper Visean – Namurian. According to palynomorphs and foraminifers the age of the lower part of the Group is Ordovician to Early Silurian.

The tectonic structure of the Volovec Group is characterized by its Variscan nappes with Alpine rejuvenization.

Key words: Gemericum, Early Paleozoic, lithostratigraphy, Volovec Group

Úvod

Litostratigrafia staršieho paleozoika gemerika je predmetom diskusie už niekoľko desaťročí. Vyčlenili sa dve veľké skupiny hornín s kyslým a bázickým vulkanizmom (porfyroidová = gelnická a fylitovo-diabázová = rakovecká séria; Zelenka, 1927; Andrusov a Matějka, 1931; Andrusov, 1958, a i.), ale ich horninová náplň sa začleňovala a aj teraz sa veľmi nejednotne začleňuje do menších litostratigrafických jednotiek. V ostatnom čase sa používa jedno z dvoch členení, a to podľa Bajaníka et al. (1981) v zmysle Snopka (1957) – vlachovské súvrstvie, súvrstvie Bystrého potoka a drnavské, alebo podľa Greculu (1982) – betliarske, smolnícke a hnilecké súvrstvie. Rakovecká skupina sa podľa Bajaníka et al. (1981) rozdeľuje na smrečinské, sykavské a štóske súvrstvie. Vzťah medzi skupinami sa pokladal za diskordantný a transgresívny (kaledónska orogénna fáza). V ostatných rokoch sa od tejto predstavy upúšťa a uprednostňuje sa názor, že ide o synchrónny vývoj obidvoch horninových skupín v rámci staropaleozoickej sedimentačnej oblasti (Grecula, 1970, 1973, 1982, 1992), ktorý sa v dôsledku rozdielneho tektonického pozadia odlišuje iba charakterom vulkanizmu vo vrchnej časti litologického profilu staršieho paleozoika. Okrem toho sa členenie staršieho paleozoika gemerika na gelnickú a rakoveckú sériu nechápalo iba v litostratigrafickom zmysle, ale tieto názvy sa používali aj ako tektonické jednotky. V tektonických interpretáciách boli ich vzájomné vzťahy u rozličných autorov odlišné. Zo starších aj najnovších poznatkov získaných pri plnení úlohy Atlas geomáp SGR a Tektogenéza sedimentárnych panví vychodí, že v staršom paleozoiku nie sú dve superponované litostratigrafické jednotky, ale iba jeden 2 až 3 km hrubý súbor hornín, ktorého rozdielny faciálny vývoj v odlišnom geotektonickom prostredí závisí od pozície v sedimentačnom bazéne a od typu kôry (fundamentu) bazéna alebo čiastkových bazénov (Maheľ, 1978, 1981; Grecula, 1982; Grecula a Kobulský, 2004). Výsledky úloh potvrdili opodstatnenosť litostratigrafickej schémy navrhnutej Greculom (1982) so spresnením, ktoré predkladáme v tomto príspevku.

Litostratigrafické jednotky staršieho paleozoika gemerika

Volovská skupina zahŕňa horninové súbory predtým označované ako gelnická a rakovecká séria a rozdeľuje sa na tri superponované litostratigrafické jednotky nižšieho radu, a to (od podložia) *betliarske, smolnícke* a *hnilecké súvrstvie*. Ich charakteristika je v ďalšej časti.

Horniny volovskej skupiny sú regionálne metamorfované prevažne vo fácii zelených bridlíc, ale metamorfóza na mnohých miestach dosiahla až úroveň fácie granatických amfibolitov (Dianiška a Grecula, 1979; Hovorka et al., 1979; Radvanec, 1994; Faryad, 1990).

Spodná hranica skupiny nie je známa a primárne podložie sa nezistilo. Spodnokarbónska orogénna fáza ukončila vývoj staršieho paleozoika a po časovom hiáte sa na horninách volovskej skupiny diskordantne uložilo mladopaleozoické súvrstvie.

Vekové rozpätie je pre nedostatok oporných paleontologických údajov neznáme. Vrchná hranica siaha maximálne po spodný karbón, pretože najnižšie paleontologicky doložené súvrstvie karbónu z Ochtinej je vrchný visén – namúr A (Kozur et al., 1976). Podľa palynologických výsledkov (Planderová a Snopková, 1979) je spodná hranica skupiny od kambria po spodný silúr. Najevidentnejšie a najpočetnejšie je silúrske spoločenstvo sporomorf, a to zo súvrstvia, ktoré je superpozične najnižšie (Papšíková a Grecula, 1983; Papšíková et al., 1988; Vozárová et al., 1998; Soták et al., 2002). Z uvedeného možno iba usudzovať, že stratigrafické rozpätie volovskej skupiny je pravdepodobne silúr – vrchný devón alebo až najspodnejší karbón.

Podrobný historický prehľad o litostratigrafickom členení hornín staršieho paleozoika je v rade prác (Grecula, 1970, 1973, 1982; Bartalský et al., 1975). Tektonické usporiadanie horninových súborov interpretujeme ako príkrovové, vytvorené vo variskom období, ale s alpínskym dotvorením do ich súčasného tektonického obrazu.

Betliarske súvrstvie (synonymum súvrstvie čiernych fylitov)

Súvrstvie je v značne redukovanej hrúbke a v nekompletnom vývoji. Jeho spodnú časť nepoznáme, pretože nie je známe ani jeho primárne podložie a jeho vrchná hranica so smolníckym súvrstvím je pozvoľná.

Z geologického, tektonického, ložiskového, ako aj geofyzikálneho hľadiska je súvrstvie vodiacim horizontom staršieho paleozoika a skladá sa prevažne z čiernych metapelitov. V ich rámci sú hrubolaminované typy, lokálne s prevahou psamitickej zložky, typické pre oblasti rozšírenia humelského, kojšovského a rakoveckého príkrovu, podobne ako tenkolaminované a nelaminované pelitické členy pre ostatné tektonické jednotky. Zastúpenie organickej substancie resp. šupiniek grafitu vo vyššiemetamorfovaných typoch je veľmi rozdielne, a to od 1 do 7 %, pričom obsah 12 % je veľmi zriedkavý. Tmavosivá až čierna farba je charakteristická pre všetky typy, okrem silnejšie metamorfovaných súvrství, ktoré sa „metamorfne vybieľujú". Hrubolaminované kremenité fylity s vrstvičkami a polohami metasiltovcov a metapsamitov sme pre nápadne odlišný vývoj pomenovali ako *kloptanské fylity* v humelskom a *belianske* v kojšovskom a rakoveckom príkrove. Pelitické typy čiernych fylitov sme označili ako *jedľovecké fylity*.

V súvrství čiernych fylitov sú vložky sivých drobnozrnných metapsamitov, najmä v laminovaných typoch. Vďaka hlbokému erozívnemu zrezu sa v najspodnejších častiach súvrstvia zriedka vyskytujú aj sivé až čierne gravelity s obliakmi veľkými 3–5 mm a tvoria niekoľko až desiatky m hrubé polohy. Vo vrchnej časti súvrstvia sa na prechode do nadložného smolníckeho súvrstvia často striedajú zelenkavé aj čierne typy fylitov. Vložky sivozelenkavých fylitov sa sporadicky vyskytujú aj v nižšej časti betliarskeho súvrstvia.

Najvyššiu časť litostratigrafického profilu betliarskeho súvrstvia tvoria dva významné horizonty, a to lyditový a karbonátový *(holecké vrstvy)*, z ktorých karbonátový je vyvinutý iba lokálne. Lyditový horizont má v superpozičnom slede staršieho paleozoika vo všetkých čiastkových príkrovoch betliarskeho súvrstvia rovnaké postavenie. Tvoria ho pelitické čierne fylity s vrstvičkami až polohami čiernych afanitických lyditov (zriedkavejšie bielosivých). Pomer lyditov k fylitom miestne veľmi kolíše tak v prospech čiernych fylitov, ako aj lyditov. Lyditový horizont (spolu s karbonátovým) je najvýznamnejším stratigrafickým horizontom staršieho paleozoika a z neho je najviac palynologických údajov o vrchnosilúrskom až spodnodevónskom veku. Zastúpenie lyditov v holeckých vrstvách je miestne veľmi rozdielne, lokálne, podobne ako aj karbonáty, sa nevyvinuli.

Spolu s lyditmi sa v obmedzenom množstve vyskytujú aj vulkanické produkty kyslého a intermediárneho charakteru, a to ako pyroklastiká resp. lapily až bomby v čiernych fylitoch a lyditoch. Priestorová spätosť lyditov s vulkanitmi a striedanie obidvoch typov hornín umožňuje zaradiť lydity medzi vulkanosilicity alebo hydrotermálne silicity. Podobne ako lydity ani vulkanické horniny nemajú v súvrství rovnaké zastúpenie. Celkove je ich výskyt v porovnaní s nadložným súvrstvím nepatrný a vulkanickú činnosť často reprezentuje iba rozptýlený explozívny vulkanický materiál a vulkanosilicity.

Karbonátový horizont holeckých vrstiev v betliarskom súvrství je v jeho najvrchnejšej časti a najrozšírenejší je v humelskom príkrove. Zvyčajne ho sprevádzajú bázické pyroklastiká. Karbonáty sa miestami vyskytujú iba v prúžkoch.

Horniny betliarskeho súvrstvia sú na viacerých miestach intenzívnejšie metamorfované až do textúrneho typu očkatých (rulovitých resp. tzv. porfyroidových) hornín.

Hrúbka betliarskeho súvrstvia sa stanovuje veľmi ťažko, pretože ako plastický súbor hornín podľahlo pri vrásnení a príkrovovom nasúvaní veľkým zmenám, čo sa odráža aj v jeho povrchovom plošnom zastúpení. Tvorí alebo veľmi tenké (tektonicky redukované), alebo aj široké (tektonicky nakopené) pásma. Podľa geologickej mapy, rezov a technických prác predpokladáme, že známy vývoj betliarskeho súvrstvia je hrubý 800–1500 m.

Podľa palynologických údajov citovaných pri opise volovskej skupiny je súvrstvie pravdepodobne silúrskeho až spodnodevónskeho veku.

Smolnícke súvrstvie (synonymum súvrstvie zelenkavých fylitov)

Smolnícke súvrstvie nemá v doterajších schémach iných autorov rovnocenný ekvivalent, ale iba niektoré spoločné znaky s vlachovskými vrstvami resp. s vlachovským súvrstvím (Snopko, 1957; Ivanička et al., 1986).

Jeho spodná hranica s betliarskym súvrstvím je pozvoľná. Zvyčajne sa začína prechodným horizontom premenlivej hrúbky (20–200 m), v ktorom sa striedajú laminy, prúžky a polohy čiernych a zelených fylitov resp. aj metapsamitov. Hranica s vrchným, hnileckým súvrstvím je tiež väčšinou pozvoľná a začína sa striedaním polôh zelenkavých fylitov a vulkanických hornín alebo komplexom vulkanických hornín hrubých stovky m.

Litologický obsah súvrstvia je veľmi rozmanitý. Jeho hlavným predstaviteľom sú zelenkavé fylity, najčastejšie reprezentované chloriticko-sericitickými fylitmi s pelitickými, laminovanými a kremenitými typmi, ďalej chloritické fylity tmavozelenej farby (v podstate diabázové jemnozrnné tufity) a sericitické fylity. V spodnej časti súvrstvia sú sivé a sivozelené fylity s prúžkami a vložkami čiernych fylitov, a to v spodnom, prechodnom horizonte s betliarskym súvrstvím.

Fialové a olivovozelené pelitické fylity miestami tvoria aj desiatky metrov hrubé komplexy. Zvyčajne sa striedajú so zelenými fylitmi a diabázovými pyroklastikami a sú späté s prejavmi diabázového vulkanizmu.

Uvedené typy fylitov sme na základe charakteristického petrografického zloženia a faciálneho vývoja pomenovali podľa miestnych názvov ako *medzevské* (laminované), *prakovské* (olivovozelené tenkolaminované pelitické), *zlatnícke* (žltozelenkavé kremenité s keratofýrovým materiálom a silicitmi), *folkmárske* (pelitické tmavozelené prevažne s bázickým vulkanickým materiálom), *hutnodolinské* (sivozelené pelitické s laminami psamitov a tufitov), *švedlárske* (hrubolaminované kremenité aj siltovcové sivozelené), *fylity Jaloviečieho vrchu* (siltovcové s flyšovými textúrami), *Ostrého vrchu* (peliticko-siltovcové s vrstvičkami psamitov), *smolníckohutianske rudonosné* (spodný rudonosný horizont) a *mníšanské rudonosné fylity* (vrchný rudonosný horizont).

V súvrství zelenkavých fylitov sú aj metapsamity, ktoré tvoria menšie vložky alebo aj veľmi hrubé a veľmi charakteristické flyšové komplexy staršieho paleozoika gemerika. Sú bielosivej, sivej a sivozelenkavej farby. Lokálne zastupujú podstatnú časť smolníckeho súvrstvia. Nazývame ich *kojšovské metapsamity*.

V smolníckom súvrství sú aj (Fe) jaspilitové kvarcity geneticky späté hlavne s diabázovým vulkanizmom, ale vyskytujú sa aj v súvrství kyslých pyroklastík.

Vulkanické horniny sú v súvrství zelenkavých fylitov, hlavne v jeho spodnej časti, a to v spodnom pestrom vulkanickom komplexe. Prevažujú bázické pyroklastiká, ale tam, kde sa vyskytujú iba ojedinele, ich zastupujú pyroklastiká keratofýrovej povahy. Hrúbka vulkanických hornín je veľmi rozdielna (5–120 m), ale pre spodnú časť smolníckeho súvrstvia charakteristická.

Litologická náplň súvrstvia v jednotlivých príkrovoch je rozdielna, čo tiež pomáha pri ich rozlišovaní. Najvýraznejšie litologické zmeny sú naprieč (v smere S–J) priebehu tektonických a litologických jednotiek. Južnejšie príkrovy majú psamitickejší, severnejšie pelitickejší vývoj. Litologický a faciálny vývoj pozdĺž príkrovov je pomerne stabilný a je jedným z kritérií pri vyčleňovaní sedimentačných zón, ich paleogeografického prostredia, ako aj tektonických (príkrovových) jednotiek. Metamorfná premena hornín súvrstvia je v rozsahu fácie zelených bridlíc až amfibolitovej fácie, lokálne až anatektického (granitoidného) tavenia.

Vek smolníckeho súvrstvia sa doteraz nepodarilo stanoviť ani približne. Leží v nadloží betliarskeho súvrstvia, je teda mladšie, azda spodný až stredný devón, pretože nad ním je ešte hnilecké súvrstvie, ktoré môže siahať maximálne po visén.

Hnilecké súvrstvie (synonymum vulkanické súvrstvie)

Hnilecké súvrstvie má najviac spoločných znakov s pačianskymi vrstvami (Snopko, 1957). Sykavské súvrstvie v rakoveckej skupine (Bajaník et al., 1981) je teda lokálnym vývojom podstatnej časti hnileckého súvrstvia.

Hranica hnileckého súvrstvia s podložným smolníckym súvrstvím je pozvoľná (charakteristika prechodného horizontu je pri opise smolníckeho súvrstvia).

Litologickú náplň súvrstvia v podstate tvoria vulkanické produkty, ale sú medzi nimi aj polohy zelenkavých fylitov, hlavne v nižšej časti.

Spodná časť súvrstvia (vrchný pestrý vulkanický komplex) sa pozvoľna vyvíja zo súvrstvia zelenkavých fylitov. Na báze sú najčastejšie diabázové pyroklastiká a menej je diabázov. Hrúbka komplexu je od niekoľko do 150 m. Početné sú aj kremenité keratofýry a ich pyroklastiká. S týmto horizontom vulkanitov je priestorovo späťá aj stratiformná polymetalická sírniková formácia, napr. v oblasti Mníška nad Hnilcom.

Hlavnou horninovou náplňou súvrstvia v stredných a južných príkrovoch sú pyroklastiká acidných a intermediárnych členov. Výlevy ryolitov sú najčastejšie medzi Mníškom nad Hnilcom a Kojšovom. V severných príkrovových jednotkách sú produkty kyslého vulkanizmu laterálne vystriedané horninami bázického vulkanizmu. Vulkanizmus v rakoveckom príkrove má charakter spilitovo-keratofýrovo-diabázovej formácie (Bajaník, 1976). Kyslé vulkanické horniny (hlavne kremenité keratofýry a ich pyroklastiká) sú v severných príkrovoch častejšie iba v pestrom vulkanickom komplexe na báze hnileckého súvrstvia. Vo vyššej stratigrafickej úrovni sú ojedinelé.

Hnilecké súvrstvie členíme na nižšie litostratigrafické jednotky, a to na vrchný pestrý vulkanický, gelnický porfyroidový a rakovecký diabázový komplex, helcmanovské ryolity a klátovské amfibolity (resp. klátovský komplex).

Vek súvrstvia nie je presnejšie určený. Rádiometrických vekov (Pb/U) zo zirkónov ryolitov je málo a sú s rozptylom od 350 po 420 mil. rokov (Semenenko et al., 1977). Vrchnú hranicu limitujú uloženiny karbónu (vrchný visén – spodný namúr; Kozur et al., 1976). Predtým ešte treba počítať s deformačnou tektonickou fázou medzi starším a mladším paleozoikom. Z toho vychodí, že

hnilecké súvrstvie, ktoré je superpozične nad smolníckym, najpravdepodobnejšie vzniklo vo vrchnom devóne a možno zasahuje až do najspodnejšieho karbónu.

Záver

Uvedené litostratigrafické členenie staršieho paleozoika je výsledkom desiatky rokov trvajúcich podrobných geologických, geofyzikálnych, geologickoprieskumných a špeciálnych petrologických a geochemických prác a uplatnilo sa aj pri projektovaní a realizácii technických prác pri vyhľadávaní a prieskume nerastných surovín a tie ho veľmi úspešne preverili. Odráža súčasné geologické a tektonické poznanie staršieho paleozoika gemerika zobrazené na podrobnej geologickej mape v mierke 1 : 10 000, ako aj v mierke 1 : 25 000 celého územia gemerika.

Literatúra

Andrusov, D., & Matějka, A., 1931: Guide des excursion dans les Karpathes occidentales etc. *Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ., 13A, 397*

Andrusov, D., 1958–1959: Geológia československých Karpát. Zv. 1 a 2. *Bratislava, SAV, 304 resp. 395.*

Bajaník, Š., 1976: To petrogenesis of Devonian volcanic rocks of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Ložiská, 3, 75–94.*

Bajaník, Š., Vozárová, A., & Reichwalder, P., 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Geol. Práce, Spr., 75, 27–56.*

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

Bartalský, J., et al., 1973: Geologicko-ložisková štúdia SGR. *MS–GP*

Dianiška, I., & Grecula, P., 1979: Amfibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suity rakoveckého príkrovu. *Mineralia Slov., 5, 405–425.*

Faryad, S. W., 1990: Rulovo-amfibolitový komplex gemerika. *Mineralia Slov., 4, 303–318.*

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., 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. *Mineralia Slov., 5, 221–245.*

Grecula, P., 1982: Gemerikum – segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, Alfa, 263.*

Grecula, P., & Kucharič, Ľ., 1992: ZS SGR-geofyzika. *MS–GP*

Grecula, P., & Kobulský, J., 2004: Litologická charakteristika paleozoických súvrství gemerika, ich faciálne a geotektonické pozadia. Čiastková záverečná správa. *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 135.*

Hovorka, D., Mihalov, J., & Ondrejkovič, K., 1979: Metamorfity amfibolitovej fácie z oblasti Rudnian. *Mineralia Slov., 6, 481–504.*

Ivanička, J., Snopko, L., & Snopková, P., 1986: Geologicko-litologické a palynologické výsledky z východnej časti gelnickej skupiny. Spr. Výsk. GÚDŠ. *Region. geol. Západ. Karpát, 51–54.*

Kozur, H., Mock, R., & Mostler, H., 1976: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der unteren Schichtenfolge von Ochtiná (Slovakei) in das oberste Vise Serpukhovian (Namur A). *Geol. Paläont. Mitt. (Innsbruck), 6, 1, 29.*

Maheľ, M., 1978: Model vývoja Západných Karpát. *Mineralia Slov., 1, 1–16.*

Maheľ, M., 1981: Magmatity – ukazovateľ typu kôry v paleozoiku Západných Karpát. *In: Š. Bajaník & D. Hovorka (eds.): Paleovulkanizmus Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, 19–26.*

Papšíková, M., & Grecula, P., 1983: Palinologické hodnotenie vzoriek z lokalít Hrelikov potok a Kotlinec, staršie paleozoikum gemerika. *Mineralia Slov., 6, 551–558.*

Papšíková, M., Grecula, P., & Kobulský, J., 1988: Výsledky palinologického výskumu v území Mníšek nad Hnilcom – Prakovce. *In: J. Kobulský et al. (eds.): Mníšek – Prakovce, polymetalické stratiformné rudy. VP ZS. Manuskript – archív Geofond Bratislava, 17*

Planderová, E., & Snopková, P., 1979: Palynological data on weakly metamorphosed rocks of the Veporides and of the Gelnica Group in Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *In: Proc. inter. conf. of IGCP Praha, 22*

Radvanec, M., 1994: Petrológia rulovo-amfibolitového komplexu gemerika na severnom okraji rudnianskeho rudného rajónu. Prvá časť: P-T-x podmienky a zóny metamorfózy. *Mineralia Slov., 4, 223–238.*

Radvanec, M., 1994: Petrológia rulovo-amfibolitového komplexu gemerika na severnom okraji rudnianskeho rudného rajónu. Časť druhá: Postupnosť kryštalizácie minerálov v granite po lokálnom parciálnom tavení metasemipelitu v biotitovej zóne regionálnej metamorfózy (P = 3,5 kbar). *Mineralia Slov., 4, 239–249.*

Semenenko, N., et al., 1977: Geochronologičeskoje sopostavlenije kristalličeskogo osnovanija Zapadnych i Vostočnych Karpat po dannym U-Th-Pb – metodam. *In: Opyt korelacii magmatičeskich i metamorfičeskich porod. Moskva, Nauka, 188–198.*

Snopko, L., 1957: Stručná správa o stratigrafickom rozčlenení sedimentov staršieho paleozoika v širšom okolí Nižnej Slanej. *Geol. Práce, Zpr., 11, 29–37*

Soták, J., Vozárová, A., & Ivanička, J., 2002: Early Paleozoic microfossils from the inner Western Carpathians (Gemericum, Foraminifera, Psammosphaeracea). *Geol. Carpath., 53, Special Issue, 69–71*

Vozárová, A., Soták, J., & Ivanička, J., 1998: A new microfauna from the Early Paleozoic formation of the Gemericum (Foraminifera): constrains for another fossils or subfossils. *In: M. Rakús (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, ŠGÚDŠ, 63–74.*

Zelenka, L., 1927: Přehled geologických poměru okolí Krompach na Slovensku (list Gelnica – Prešov). *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 3, 1, 23–31*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 209–213

Syntéza poznatkov o iňačovskej jednotke – litostratigrafické, metamorfné, geochronologické a štruktúrno-tektonické dáta

JÁN SOTÁK[1], ADRIAN BIROŇ[1], ISTVÁN DUNKL[2], VLADIMÍR LEBEDEV[3]
JÚLIUS MAGYAR[4] a ROBERTA PROKEŠOVÁ[5]

[1]Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica, Slovenská republika
[2]Geoscience Center, University of Göttingen, Goldschmidtstrasse 3, D-37077 Göttingen, Germany
[3]IGEM AN, Staromonetny per. 35, 109017 Moscow, Russia
[4]Nafta Michalovce, Priemyselná 6, 071 01 Michalovce, Slovenská republika
[5]Fakulta prírodných vied UMB, Tajovského 40, 974 01 Banská Bystrica, Slovenská republika

(Doručené 6. 5. 2005)

Synthesis of knowledge about Iňačovce Unit: Lithostratigraphic, metamorphic, geochronologic and structural-tectonic data

Basement unit of the East Slovakian Basin exhibits lithologies like the Penninics. The Iňačovce Unit consists of phyllitic, quartzitic and carbonaceous rocks, which are constrained to be Upper Paleozoic, Mesozoic and Paleogene metasediments (relicts of fossils). The metasedimentary formations, including those of the Eocene age, undergone very low-grade and low-grade metamorphism (300–400 °C). Metamorphic peak in metabasic rocks reached HP-LT conditions (Mg-riebeckite, phengite Si-content). Progressive deformation of these rocks proceeded from (1) underthrusting – soft sediment deformation, stratal disruption and boudinage of high-competent layers, overpressured conditions, (2) underplating and deep tectonic burial – high flattening strain, F_1 foliation, synkinematic crystallization, intrafolial folding, diffusional mass transfer, crystalplastic deformation, (3) subcretion and intrawedge shortening – crenulation cleavage as F_2, transpositional foliation, high-strain zones, ultramylonites, δ-type porphyroclasts, open to tight F_2 folds, dynamic recrystallization, etc., and (4) updoming and extensional unroofing – shear bands, SC foliation fabric, kink-bands, en-echelon structures, extensive veining, cataclastic deformation, brecciation, normal faulting, etc. Based on the K-Ar mica ages, the most reliable metamorphic event has been dated around 30 Ma. Cooling age of the unit, derived from the zircon fission-track study, ranges around 20 Ma. In this context, the unit seems to be a metamorphic core complex, unroofed during the Early Miocene exhumation.

Key words: East Slovakian Basin, Iňačovce Unit, lithostratigraphy, metamorphism, deformation, geochronological data, regional-tectonic setting

Úvod

V stavbe Západných Karpát nie sú známe štruktúry obnažených komplexov spodnej kôry tak, ako vystupujú v penninských oknách Álp. Ich ekvivalenty sa predpokladajú vo váhiku (Maheľ, 1981), resp. sa stotožňujú s niektorými jednotkami v peritatrickej a infratatrickej pozícii (napr. borinskej jednotky v Malých Karpatoch – Maheľ, 1983; Plašienka, 1987; belickej jednotky v Považskom Inovci – Plašienka, 1995, et al., 1994). Tieto rozdiely sú výsledkom nerovnakej intenzity terciérnej kolízie, ktorá v Alpách vyvolala vztlak a exhumáciu penninských komplexov, kým Západné Karpaty prechádzali vývojom synkonvergentnej extenzie a formovania panvy. Jedným z tektonických fenoménov kontrolujúcich otváranie panvy boli aj extenzné strižné zóny, na ktorých sa exhumovali jednotky penninika (napr. v oblasti Rechnitz a Wessel – Tari, 1996; Kováč, 2000). Podobný metamorfný jadrový komplex tvorí iňačovská jednotka z podložia východoslovenskej panvy (Soták et al., 1993, 1994, 1995, 1997, 2000, 2002, atď.).

Cieľom nášho príspevku je syntéza hlavných poznatkov o iňačovskej jednotke so zhrnutím litostratigrafických, metamorfných, geochronologických a štruktúrnotektonických údajov, ako aj posúdenie jej možnej regionálnotektonickej príslušnosti.

Litostratigrafia komplexov

Iňačovskú jednotku budujú metasedimentárne formácie so zastúpením vápnitých fylitov, mramorov, zelených bridlíc, tmavých fylitických a chloritoidových bridlíc, metatufitov, metabazaltov a metaultramafických hornín. Turbiditickú zložku súvrství tvoria metaarenity a metaaleurity. Monotónne sledy metapelitov v jednotke dosahujú hrúbku aj vyše 1000 m (vo vrte Iňačovce 3 až 1334 m). Ich rozdelenie a litostratigrafické názvoslovie je nasledujúce (typové profily – Soták et al., 1995, klasifikácia súvrství v príprave):

A. *Podvihorlatská skupina:* metasedimenty flyšovej litológie. Sukcesiu charakterizuje postupné pribúdanie pieskovcových komponentov – metaarenitov. Biostrati-

graficky sa dokumentoval strednoeocénsky vek vrchnej časti jednotky.

A.1. *Nacinoveské súvrstvie:* metamorfovaný flyšový komplex so vyškami numulitov. V tektonickom nadloží vystupujú telesá ultrabázických hornín prejavujúce sa výraznou magnetickou anomáliou v širšej oblasti. Typový profil je vo vrte Zbudza-1 2 km na V od Nacinej Vsi.

A.2 *Lesnianske súvrstvie:* metapelitický komplex s prevahou fylitických bridlíc. Typový profil je vo vrte Lesné-2. Dokumentované je aj z vrtu Lesné-1.

B. *Michalovská skupina:* súvrstvia čiernych metapelitov pravdepodobne jurského až vrchnokriedového veku.

B.1 *Iňačovské súvrstvie:* litologicky pestrejší súbor tmavých fylitických a zelených bridlíc, chloritických fylitov, chloritoidových bridlíc, vápnitých fylitov a kryštalických vápencov. Siliciklastické vložky obsahujú detrit krinoidových článkov a ihlíc ježoviek. Hrúbka súvrstvia je až 1000 m. Typový profil je vo vrte Iňačovce-3. Dokumentované je aj z ďalších vrtov (napr. Pavlovce-1, Lekárovce-1 a Pinkovce-1).

B.2. *Rebrínske súvrstvie:* monotónny metamorfný komplex typu čiernych bridlíc s ofiolitmi. Typový profil je vo vrte Rebrín-1. Dokumentované je aj z ďalších vrtov (Senné-8, Senné-2, Vysoká-1, Michalovce-1 a Blatná Polianka-3).

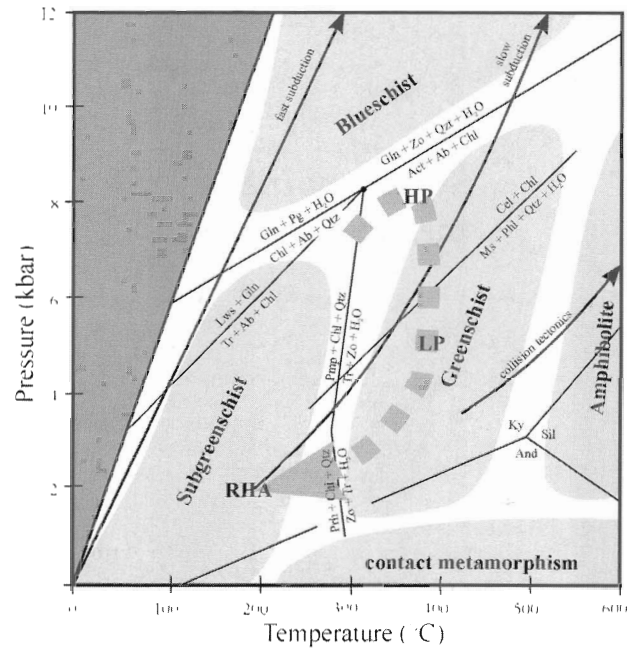
C. *Blatnopolianska skupina:* pestrý a karbonatický metasedimentárny komplex na báze iňačovskej jednotky. Stratigrafické zaradenie poukazuje na vrchnopaleozoický a triasový vek.

C.1. *Pozdišovské súvrstvie:* bridličnato-karbonatické súvrstvie s palynologickými dôkazmi vrchnopermského veku (Planderová a Slávik, 1977). Typový profil je vo vrte Pozdišovce-1.

C.2. *Bunkovské súvrstvie:* komplex fialovočervených fylitov a svetlých kryštalických vápencov s rekryštalizovanými schránkami triasových foraminifer (Soták et al., 1994). Typový profil je vo vrte Bunkovce-1. Dokumentovaný je aj z vrtu Blatná Polianka-1.

Metamorfóza a P-T-t model vývoja

Metamorfóza iňačovskej jednotky prebehla pri meniacich sa tlakovo-teplotných podmienkach (obr. 1). Najnižšia mala intenzitu strednej až vrchnej anchizóny (250 ~ 300 °C), čo potvrdzuje Küblerov a Árkaiov index a metaantracitové štádium premeny organickej hmoty (Biroň et al., 1993, 1995; Biroň, 1998). Metamorfózu minimálne anchizonálneho stupňa prekonali všetky súvrstvia tejto jednotky vrátane eocénnych sedimentov nacinoveského súvrstvia, pre ktoré sa z odhadovaného tlaku 4–5 kbar (podľa fengitového geobarometra) vypočítala hĺbka pochovania na asi 16 km. Hlavná fáza metamorfózy pravdepodobne dosiahla podmienky charakteristické pre prechodnú zónu medzi fáciami zelených a modrých bridlíc. Dokumentuje ju koexistencia Na a Ca amfibolov v metabazaltoch (Soták et al., 1999) a minerálna metamorfná asociácia lawsonit + kremeň + dolomit vo vápnitých fylitoch (Vozár et al., 1993). Pre túto fázu sa odhadol tlak



Obr. 1. Predpokladaný P-T-t model vývoja komplexov iňačovskej jednotky. Metamorfné fácie, ako aj modelové krivky sú prevzaté z práce Bucher a Frey (1994). HP – vyššietlaková fáza metamorfózy, LP – nižšietlaková fáza metamorfózy, RHA – retrográdna hydrotermálna alterácia.

Fig. 1. Preliminary P-T-t model showing metamorphic evolution of the Iňačovce Unit. Metamorphic facies as well as model reactions are taken from Bucher and Frey (1994). HP – higher pressure event, LP – lower pressure event, RHA – retrograde hydrothermal alteration.

7–8 kbar pri teplote ~ 350 °C. Pri strope metamorfných podmienok mohla iňačovská jednotka dosiahnuť hĺbku pochovania vyše 26 km. Potom nasledovala fáza termálnej relaxácie pri rovnakej alebo mierne vyššej teplote (~ 400 °C; biotit v metabazaltoch) a pri poklese tlaku na 5 kbar (podľa fengitového geobarometra). Retrográdny trend metamorfózy spätý so zdvihom a exhumáciou komplexov zaregistrovali prejavy hydrotermálnej alterácie, napr. kaolinizácia, tvorba expandujúcich ílových minerálov a pod.

Metamorfný vek iňačovskej jednotky sa stanovil metódou K-Ar izotopového datovania. Analyzované vzorky illitu/muskovitu vo frakciách pod 2 μm poskytli rádiometrický vek od 30 ± 2 do 17 ± 1,5 Ma. Pri metamorfóze iňačovskej jednotky je reálnejší vek okolo 30 Ma, lebo sa zaznamenali aj v metasedimentoch nacinoveského súvrstvia so stratigrafickým vekom okolo 40 Ma. Konzistentný vek metamorfózy sa zistil aj v iňačovskom a senianskom súvrství (27 ± 2 Ma). Mladšie metamorfné udalosti (s vekom nižším ako 20 Ma) sú už blízke FT veku zirkónov, a preto skôr registrujú postmetamorfnú (re)kryštalizáciu illitu/muskovitu pri výstupe a chladnutí iňačovskej jednotky. Termochronologické dáta výstupu a exhumácie tejto jednotky určujú vek dosiahnutia uzatváracej teploty zirkónov na 20,1 ± 0,9 Ma. Podľa nich sa exhumácia iňačovskej jednotky datuje do spodného miocénu, keď dosiahla hĺbku pochovania okolo 4–6 km.

Deformačná stavba a štruktúrny vývoj komplexov

Iňačovská jednotka má polydeformačný vývoj, ktorý sa začal deformáciou semilitifikovaných sedimentov a potom prekonal štádium duktilnej a po nej aj krehkej deformácie.

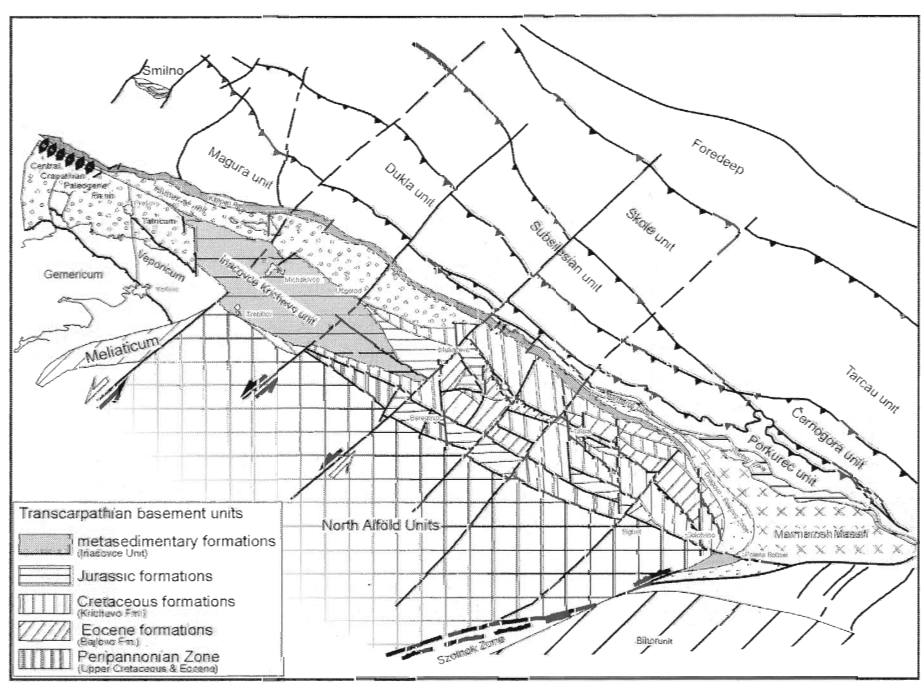
Progresívna deformácia jednotky odráža (1) podsúvanie – deformácia mäkkých sedimentov, trhanie a budináž vyššie-kompetentných zložiek a pretlakové podmienky, (2) hlbšie ponorenie a tektonické pochovanie pod nasúvanou platňou *(underplating)* – veľká miera sploštenia, foliácia F_1, synkinematická kryštalizácia, medzifoliačné zvrásnenie, difúzny transport hmoty, kryštaloplastická deformácia, (3) subkréciu a vnútorné skrátenie klina – krenulačná kliváž ako F_2, transpozičná foliácia, vysokonapäťové zóny, ultramylonity, δ-typ porfyroklastov, otvorené a zovreté vrásy F_2, dynamická rekryštalizácia atď., a (4) vyklenutie a extenzné odstrešnenie – strižné pásy, SC foliačné štruktúry, ohybové pásy *(kink-bands)*, štruktúra typu *en-echelon*, intenzívne prežilkovanie, kataklastické deformácie, brekciácia, vznik poklesových zlomov.

Opísaná sukcesia deformačných štádií je paragenetická s metamorfným vývojom iňačovskej jednotky.

Regionálnotektonické korelácie

Názory na regionálnotektonickú príslušnosť iňačovskej jednotky sa v značnej miere rozchádzajú (porov. Rakús a Hók, 2005), ale podľa zistených faktov zostáva najprijateľnejším vysvetlením jej afinita k penniniku. Len penninské typy jednotiek majú jursko-kriedové metasedimentárne formácie, litológiu typu lesklých bridlíc a *Bündnerschiefer*, zastúpenie hornín oceánskej kôry (napr. serpentinity a metabazalty), LT/HP metamorfózu s pochovaním komplexov viac než 25 km, neoalpínsky vek poslednej metamorfózy (30 Ma), spodnomiocénnu exhumáciu dokumentovanú FT vekom zirkónov (19–20 Ma), výstup komplexov následkom extenzného odstrešnenia na hlavnom poklesovom zlome atď. (pozri Soták et al., 1994, 1995, 2002, atď.). Uvedené vlastnosti jednotiek penninského typu vo veľkej miere má aj iňačovská jednotka. Ich zdôvodňovanie napr. iba metamorfným účinkom zvýšeného tepelného toku východoslovenskej panvy (bez prejavu na FT veku zirkónov z bazálnych neogénnych sedimentov), zvrásnením eocénnych sedimentov, nedostatočným datovaním veku vrchnokriedových súvrství (organické zvyšky sú zriedkavé skoro vo všetkých metamorfovaných sériách, napr. aj v penniniku), interpretáciou stratigrafickej diskordancie medzi paleogénnymi a staršími formáciami len na základe predpokladu (chýbajú bazálne klastiká, blízky stupeň tektonometamorfného postihu v nacinoveskom a iňačovskom súvrství atď.) a inými argumentmi (napr. Rakús a Hók, 2005) na spochybnenie tejto korelácie nestačí.

Príčinou rozdielneho interpretačného prístupu je nedostatok presnejších informácií o stavbe podložia transkarpatskej depresie na Ukrajine, kde iňačovskú jednotku zastupujú jednotky kričevskej zóny (obr. 2). Napriek litologickej podobnosti komplexov iňačovskej a kričevskej jednotky (tzv. iňačovsko-kričevskej jednotky) nie je ich laterálna nadväznosť jasne preukázaná. Kričevskú jednotku tvoria hlavne jursko-kriedové súvrstvia s prevahou vrstiev tmavej bridlice, pieskovca a vápenca, ale tie na rozdiel od iňačovskej bežne obsahujú faunu posidónií, amonitov (napr. *Desayesites, Vermiceras* atď.), kalpionel, globochét a planktonických foraminifer (Burov et al., 1975; Matvejeva et al., 1968; Petraškevič a Živko, 1969). Aj keď sa pri kričevskej jednotke deklaruje istý metamorfný postih (Sviridenko, 1976), podľa výskytu fosílií v iňačovskej stupeň metamorfózy vonkoncom nedosahuje. Z ďalších



Obr. 2. Tektonická skica predneogénnych jednotiek v styčnom priestore západokarpatských, východokarpatských a panónskych jednotiek.

Fig. 2. Tectonic sketch of the basement units in the West Carpathian–Pannonian–East Carpathian junction.

rozdielov možno uviesť neprítomnosť ultramafických hornín, bázických vulkanitov, kryštalického vápenca, ultramylonitov a ďalších metamorfovaných hornín v kričevskej jednotke. Stratigrafickým aj faunistickým obsahom sa kriedové súvrstvie kričevskej jednotky dá alternatívne korelovať napr. aj s albskými súvrstviami subtatranských príkrovov v Humenských vrchoch (pozri Sviridenko, 1976). Pravdepodobne strednokriedové súvrstvia (tmavý ílovec s foraminiferami rodu *Whiteinella*) i detrit kalpionelového vápenca sa najnovšie zistili aj v ptrukšianskej zóne zemplinika (vrt Ptrukša 55), ale nie v iňačovskej jednotke. Preto je pozícia iňačovskej jednotky vo vzťahu k jednotkám kričevskej zóny nejasná.

V rámci možných regionálnotektonických súvislostí sa niekedy poukazuje na vzťah iňačovskej jednotky k szolnockej v zóne Alföldu (Vozár et al., 1993; Vass et al., 2000; Soták et al., 2002). Szolnocká jednotka má stavbu silne imbrikovanej zóny s násunmi paleozoických, mezozoických, vrchnokriedových a paleogénnych súvrství. Jej geotektonická pozícia vyznačuje priebeh stredomadarského lineamentu, ktorý sa považuje za subdukčnú jazvu medzi platňou Alcapa a Tisia-Dacia (Csontos, 1995). Okrem pripovrchovej akrécie sa v hlbokých štruktúrach tejto jazvy predpokladá aj existencia duktilnej kôry (Csontos a Nagymarosy, 1998). Juhovergentný násun platne Alcapa na platňu Tisia-Dacia sa neskôr reaktivoval ako dextrálny strižný zlom a napokon ako nízkouhlový poklesový zlom (*detachment* – Csontos a Nagymarosy, 1998). Smerom na SV sa szolnocká jednotka pravdepodobne stáča do transkarpatskej zóny a i tam majú jednotky predneogénneho podložia stavbu imbrikovaných šupín s prevrátenou superpozíciou paleogénnych, kriedových a jurských súvrství (Burov et al., 1975). V západnej časti transkarpatskej depresie sa potom objavuje iňačovská jednotka ako jadrový komplex spodnej kôry exhumovaný v zóne veľkoškálovej zaoblúkovej extenzie východoslovenskej panvy. Ani v tejto interpretácii sa však iňačovská jednotka z pásma penninika v zmysle oceánskej domény obkolesujúcej kôrové fragmenty bloku Alcapa vo frontálnej aj medziplatňovej pozícii nevyčleňuje (porov. Balla, 1988).

Zhrnutie

Iňačovská jednotka sa formovala v sústave priestorov extratatrickej domény ako jednotka s oceánskym typom kôry a s jursko-kriedovými až paleogénnymi formáciami tmavých pelitov a turbiditov. V subdukčnom procese sa jej komplexy dostali do hlbokého tektonického pochovania (~ 25 km) a tam sa metamorfovali pri teplote až 400 °C v strednotlakových až vyššietlakových podmienkach. Jej najmladšie, v subdukčnom procese pohltené metasedimentárne formácie patria do eocénu. Ich včlenenie do subdukčnoakrečného komplexu dokumentuje neoalpínsky vek posledných fáz metamorfózy jednotky (podľa K-Ar datovania 30 Ma) ešte v podmienkach pochovania okolo 16 km. Komplexy iňačovskej jednotky vystupovali vo vrchnom oligocéne a dosiahli hĺbku blokovacej teploty FT zirkónov (okolo 220 °C) pri 20 Ma. To znamená, že sa ešte v spodnom miocéne nachádzali v hĺbke okolo 4–6 km pod komplexmi tektonického nadložia. Záverečnú fázu premiestňovania týchto komplexov až do podložia východoslovenskej panvy pravdepodobne kontrolovala silná zaoblúková extenzia v strednom miocéne, a to extenzným odstrešnením na nízkouhlovom exhumačnom zlome.

Literatúra

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

Biroň, A., 1998: Vrstevnaté silikáty ako indikátory diagenetických a metamorfných premien v terciérnych panvách a panvových substrátoch Východného Slovenska. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – archív Geologický ústav SAV 112*

Biroň, A., Kotulová, J., Magyar, J., Soták, J., & Spišiak, J., 1995: Veľmi nízka a nízka metamorfóza eocénnych súvrství vo vrte Zbudza-1 minerálne asociácie, kryštalinita illitu a odraznosť vitrinitu. *In: M. Kaličiak (ed.): III. Geologické dni Jána Slávika. GÚDŠ Bratislava, 39–42.*

Biroň, A., Soták, J., Spišiak, J., Bebej, J., & Magyar, J., 1993: "Bündnerschiefer" metasediments of the Pozdišovce-Iňačovce unit. Metamorphic petrology data. *Geol. Carpath. – Clays, 2, 65–80.*

Bucher, K., & Frey, M., 1994: Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer-Verlag, 318.*

Burov, V. S., Kruglov, S. S., Sviridenko, V. G., & Šakin, A., 1975: Nekotoryje novyje predstavlenija o tektonike Ukrainskich Karpat i prilegajuščich progibov. *Proceeding of the 10th Congress CBGA, sec. III. Tectonics, Bratislava, 75–82*

Csontos, L., 1995: Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area. A review. *Acta Vulcanol., 7 2, 13.*

Csontos, L., & Nagymarosy, A., 1998: The Mid-Hungarian line: A zone of repeated tectonic inversions. *Tectonophysics, 297, 51–71*

Kováč, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. *Bratislava, Veda, VSAV 7–202*

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

Maheľ, M., 1983 Beziehung Westkarpaten – Ostalpen, Position des Übergangs-Abschnittes – Devíner Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 131–149.*

Matvejeva, A. A., Dmitrijeva, P. S. & Pavlik, I. L., 1968: O jurskich otloženijach fundamenta Solotvinskoj zony Zakarpatskogo progiba. *In: zb. Geologija i geochimija gorjučich iskopaemych, vyp. 14. Naukova Dumka, Kiev, 54–56.*

Petraškevič, M. I., & Živko, A. M., 1969: Kratkaja charakteristika doneogenovych obrazovanij Zakarpatskogo vnutrenego progiba. *Biull. NTI, ser. geol., metody poiskov i razv. mest. nefti i gaza, No 7, ONTI VIEMS, Moskva, 65–67*

Plašienka, D., 1987: Litologicko-sedimentologický a paleotektonický charakter borinskej jednotky v Malých Karpatoch. *Mineralia Slov., 3, 217–230.*

Plašienka, D., 1995: Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Druhá časť: Štruktúrna geológia a paleotektonická rekonštrukcia. *Mineralia Slov., 3, 179–192.*

Planderová, E., & Slávik, J., 1977: Vek bridličnatého súvrstvia z podložia východoslovenských neovulkanitov na základe peľovej analýzy. *Geol. Práce, Spr., 67, 169–174.*

Plašienka, D., Marschalko, R., Soták, J., Peterčáková, M., & Uher, P., 1994: Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Prvá časť: Litostratigrafia a sedimentológia. *Mineralia Slov., 5, 311–334.*

Rakús, M., & Hók, J., 2005: Manínska a klapská jednotka – litostratigrafická náplň, tektonické zaradenie, paleogeografická pozícia a vzťah k váhiku. *Mineralia Slov. 1 9–26.*

Soták, J., Biroň, A., Čverčko, J., Rudinec, R., & Spišiak, J., 1995: Petrografia, litostratigrafia a tektonometamorfóza horninových komplexov pozdišovsko-iňačovskej jednotky. *In: M. Kaličiak (ed.). III. Geologické dni Jána Slávika. GÚDŠ Bratislava, 23–31*

Soták, J., Biroň, A., Dunkl, I., Prokešová, R., & Spišiak, J., 1997: The Iňačovce-Krichevo Unit: An integrated approach to lithostratigraphy, metamorphism, petrostructural fabrics and FT dating. Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. *Bratislava, GSSR, 7, 40–41*

Soták, J., Biroň, A., Kotulová, J., Rudinec, R., & Spišiak, J., 1995: Stavba podložia východoslovenskej panvy vo svetle faktov a regionálno-tektonických súvislostí. *Mineralia Slov., 1, 1–8.*

Soták, J., Biroň, A., Prokešová, R., & Spišiak, J., 2000: Detachment control of core complex exhumation and back-arc extension in the East Slovakian Basin. *Slov. geol. mag., 2, 3, 130–132.*

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

Soták, J., Spišiak, J., & Biroň, A., 1994: Metamorphic sequences with "Bündnerschiefer" lithology in the Pre-Neogene basement of the East Slovakian Basin. *Mitt. Österr. Geol. Gesell., Wien, 86, 8, 111–120.*

Soták, J., Biroň, A., Dunkl, I., Prokešová, R., Magyar, J., Rudinec, R., & Spišiak, J., 1999: Alpine Penninics in the Eastern Slovakia: From crustal updoming to basin downfaulting. *Geol. Carpath., 50, 172–174.*

Soták, J., Vozárová, A., & Vozár, J., 2002: The East Slovak triple point junction area: Collisional puzzle of the West Carpathian-Pannonian--East Carpathian units. *Geol. Carpath., 53, spec. issue, 23–125.*

Sviridenko, V. G., 1976: Geologická stavba predneogénneho podložia Zakarpatskej prehĺbeniny. *Mineralia Slov., 5, 395–406.*

Tari, G. C., 1996: Extreme crustal extension in the Rába River extensional corridor (Austria/Hungary). *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 41, 17*

Vass, D., Elečko, M., Janočko, J., Karoli, S., Pereszlényi, M., Slávik, J., & Kaličiak, M., 2000: Paleogeography of the East Slovakian Basin. *Slov. geol. mag., 6, 4, 377–407*

Vozár, J., Tomek, Č., & Vozárová, A., 1993: Reinterpretácia predneogénneho podložia východoslovenskej panvy. *Mineralia Slov., 25, 6, Geovestník, 1–2.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 214–216

Litologická náplň a vzťah bôrčanského príkrovu v okolí Markušky a Kobeliarova k ultrabázikám

ĽUBOMÍR GAZDAČKO

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika

(Doručené 16. 5. 2005)

Lithological content and relation of the Bôrka nappe to ultrabasics in the surrounding of Markuška and Kobeliarovo villages

The complex of higher-metamorphic Upper Paleozoic-Mesozoic rocks, known as the Bôrka nappe was in literature firstly introduced by Leško and Varga (1980).

South of Markuška village the basic-carbonatic complex with the beds of black schists is located. It was ranked multivariantly by the different authors to Middle Carboniferous (Dúbrava Beds, Fusán, 1953; Abonyi, 1971), Trassic-Jurassic complex of Meliaticum (Bajaník et al., 1984), or the Bôrka partial Žiar nappe (Madarás et al., 1996). The detail lithostratigraphic-tectonic study about this region was published by Németh (1994).

Key words: ultrabasics, subduction, Bôrka nappe, Gemericum

Komplex vyššiemetamorfovaných mladopaleozoicko-mezozoických hornín známy ako bôrčanský príkrov (alebo príkrov Bôrky) do literatúry prvý uviedol Leško a Varga (1980).

Na J od Markušky sa vyvinul bázicko-karbonátový komplex s polohami čiernych bridlíc, ktorý časť autorov (Fusán, 1953; Abonyi, 1971) zaraďuje do stredného karbónu (dúbravských vrstiev), časť (napr. Bajaník et al., 1984) do triasovo-jurského komplexu meliatika alebo (Madarás et al., 1996) do bôrčanského príkrovu, čiastkového žiarskeho príkrovu. Podrobnú litostratigrafická-tektonickú štúdiu o tomto regióne publikoval Németh (1994).

V doline na V od kóty Vysoká hora (711 m) na JZ od Markušky je v potoku odkrytý litologický profil karbónu náplňou a pozíciou zodpovedajúci severogemerickému vývoju karbónu v okolí Dobšinej (vrt D-IV/1, D-VI/1, Rozložník, 1970; G-16, Máška, 1957). Komplex je antiklinálou s plocho uloženými ramenami a s b-osou prebiehajúcou v smere V–Z. V jeho spodnej časti prevládajú mylonitizované sericiticko-chloritické až grafiticko-chloritické bridlice postupne prechádzajúce do polôh bielosivého až tmavosivého rekryštalizovaného vápenca s rozptýleným pyritom a chalkopyritom a s mnohými kalcitovými žilkami. Polohy sú veľmi sporadicky prevrásnené (miestami v nich možno pozorovať vrásy zalomeného typu cm až dm rádu) a subhorizontálne uložené. Karbonáty sa striedajú s laminovanými grafitickými bridlicami s ložnými kremenno-ankeritovými žilkami. V profile vidno bielosivý až sivý rekryštalizovaný hruboobliakový oligomiktný zlepenec s úlomkami čiernych bridlíc veľkými do 1 cm. Poloha (asi 2 m) sivého ankeritizovaného dolomitického vápenca až dolomitu vystupuje vedno s polohami čierneho sľudnatého drobového a lavicovitého pieskovca. Grafitické bridlice postupne nahrádza sivočierny vápenec (poloha je hrubá 30 m), v ktorom sa (vrt Ma-1 až Ma-3, Killík, 1991) začínajú objavovať stonky krinoíd s priemerom okolo jedného a dlhé 2–3 cm. Vápenec postupne prechádza do pieskovcovo-zlepencového komplexu klastík s kremennými obliakmi veľkými 1 až 2 cm. Pozorovateľné je zjemňovanie vrstiev od zlepenca cez pieskovec, do lístkovito sa rozpadajúcich grafitických bridlíc. V tesnom nadloží pribúda sivý až krémovosivý, zelenkastý aj krémovobiely jemnokryštalický až dolomitický vápenec, miestami hrubozrnnejší a s aragonitom so žltou patinou. Polohy tohto pieskovca sa striedajú s polohami zeleného pieskovca s bázickou prímesou, resp. s bazaltovými metapyroklastikami, ktoré tvoria preplástky a neskôr až polohy (spravidla hrubé niekoľko desiatok metrov). Minerálne zloženie tvorí kremeň, epidot, chlorit, plagioklas, aktinolit a akcesórie (Killík, 1991). V zmysle Fusána et al. (1953) sú súčasťou dúbravských vrstiev a geofyzikálne sa prejavujú vysokou magnetickou susceptibilitou (Grecula a Kucharič, 1992). (Litologický opis sa uvádza na porovnanie so severogemerickým vývojom karbónu, ale najmä preto, že tento vývoj tvorí litologickú náplň bôrčanského príkrovu).

Pri kóte Ždiar (na J od Kobeliarova) tvoria bázu čierno-zelené grafiticko-chloritické bridlice s vložkami metapsamitov, ktoré do nadložia prechádzajú do vrstiev bázického metapieskovca s polohami silno rekryštalizovaných silicitov a hnedožltého dolomitického vápenca. Spolu s čiernymi

bridlicami v preplástkoch vystupuje tmavosivý rekryštalizovaný (miestami aj so stonkami krinoíd?) a silno ankeritizovaný vápenec. Bázický pieskovec je so spekularitom a veľmi často s drobným aktinolitickým amfibolom. Vrstvy rauvakizovaného vápenca sú tiež s aktinolitom, ale často s chloritizovaným. Vápenec rozličnej zrnitosti a farby už prevláda vo vyšších stratigrafických úrovniach tvoriacich kóty. Podobná litologická náplň sa zistila vo vrte GS-2, GS-3 (Varga a Abonyi, 1970) a V-Pe 1/94 (Lőrinc, 1994). Zdá sa, že metamorfné prepracovanie je vyššie v komplexoch na V od štítnického zlomu (glaukofanity známe od kóty Radzim a Honiec sú ich súčasťou).

V tesnej blízkosti serpentinizovaných ultrabázik pri Kobeliarove vystupujú zelenkasté a zelenkastosivé sľudnato-sericitické bridlice spodného triasu s Claraia clarai (Šuf, 1960) spolu s polohami hnedastosivého karbonatického pieskovca až piesčitého vápenca, jemnokryštalického snehovobieleho vápenca, hnedosivého aj fialkastého zlepenca (perm), s rauvakmi a s fialovými a zelenkastými spodnotriasovými slienitými bridlicami s anhydritom (vrt Br-9, Br-11; Varga, 1968). Tie postupne prechádzajú do polôh hnedosivého a hnedožltého rekryštalizovaného vápenca s pribúdaním bázickej zložky. Nad slienitými bridlicami sa v kobeliarovskom lome vyskytuje aj sivý dolomit (anis) a biely dolomitický vápenec. Tento komplex s anhydritmi a rauvakmi, miestami aj so serpentinitmi (opisovaný aj vo vrte KO-48, Gs-2, Gs-3 a Br-9; Varga et al., 1968) tvorí násunový horizont bôrčanského príkrovu na nízkometamorfovanom obale gemerika a náplň meliatskej skupiny. Smerom na násunovú plochu sa pri ultrabázikách objavujú mladšie sekvencie príkrovu (nie báza) pripomínajúce skôr vyššie členy karbónu, ako aj permu bučinského súvrstvia (Fusán, 1953). Preto aj zblíženie ultrabázik a sekvencií gočaltovskej skupiny tvorí pravdepodobne prevrátenú synklinálu s jadrom zo serpentinitov a karbonátov, pričom sú sekvencie štítnického súvrstvia s ultrabázikami tektonicky zblížené.

Na J od Slavošky je ultrabázické teleso pretiahnutého tvaru v prostredí vrstiev bieleho a tmavosivého kryštalického vápenca a slienitopiesčitých bridlíc spodného triasu (Šuf, 1933) a k nim sa pridružujú permské dofialova sfarbené klastiká (zlepenec), ako aj žltobiele rauvaky. Pozícia je veľmi podobná ako v Kobeliarove.

Pri Dobšinej vystupujú serpentinizované ultrabáziká vedno s kremencovými vrstvami a spodnotriasovými bridlicami s rauvakmi, ako aj s limonitizovanými brekciami a s piesčitým vápencom (vrt D-VI/2; Rozložník, 1970). Smerom do podložia k nim pristupujú bázické pyroklastiká a čierne grafitické bridlice karbónu. Komplex je v ostrom kontakte s rakoveckou skupinou. Vo vrte chýba hematitizovaný permský zlepenec, ako aj krinoidový vápenec a dolomit resp. ankeritizovaný vápenec vystupujúci na S od haldy (je vo vrte G-16 situovanom na S od lomu), hoci ultrabáziká na povrchu sú s ním v tesnom kontakte. Na S od ultrabázik (na kóte Auf der Höhe) sa našli gabroidné vysokotlakovo metamorfované horniny (Ivan a Kronome, 1994), ako aj ankeritizovaný karbónsky vápenec metamorfovaný vo fácii modrých bridlíc (na S od kóty Fabiánka, PF-86/239; Radvanec in Kobulský et al., 2001). Spätosť ultrabázik a vysokotlakovo metamorfovaných karbónskych komplexov je aj tu evidentná.

Pozícia karbónskych sekvencií voči föderatskej skupine v okolí Dobšinskej Maše je tektonická. Vrt G-37 (na S od Dobšinského potoka; in Chmelík et al., 1962) navŕtal 16 m hrubú polohu anhydritu a sadrovca spolu s mohutnou polohou rauvakov (v hĺbke 850 m). V ich tektonickom nadloží vystupuje karbón veľmi pripomínajúci ochtinský vývoj, lebo pod mohutnou polohou zlepencovo-drobovo-pelitického vývoja so slojkami antracitu (v zmysle Vozára a Vozárovej, 1988, typový profil hámorských vrstiev) a polohami veľmi málo ankeritizovaného vápenca prešiel 40 m hrubou polohou zelenofialového (zlatníckeho?) vývoja do ankeritovo-vápencového vývoja s čiernymi bridlicami a s drobovým pieskovcom. Zdá sa, že styk s anhydritovým komplexom sa veľmi podobá tomu, ktorý opisujeme z oblasti Markušky a Kobeliarova. Aj tam je severogemerický karbón dosunutý na ultrabáziká s afinitou k obalovým sekvenciám gemerika (pozri kótu Končistá, v ktorej okolí je vývoj identický s vývojom v Kobeliarove, Radzime, Roštári, ako aj s föderatskou skupinou pri Dobšinskej Maši-Dankovej).

Diskusia

Ak by bola časť karbónskeho bazéna subdukovaná (pozri Ivan, 1996, kde sú doložené amfiboly hornblendického charakteru karbónskeho veku ako súčasti bôrčanského príkrovu resp. muskovity karbónskeho veku v sekvenciách tohto príkrovu; Faryad, 1995), časť permsko-triasového komplexu by tvoril vápenato-alkalický vulkanický oblúk nad subdukčnou zónou, ultrabáziká by predstavovali zvyšok po zaoblúkovom bazéne vznikajúcom na starej oceánskej kôre (rakovecká skupina, klátovský komplex, ako aj časť severogemerického karbónu) a krompašská skupina by tvorila vulkanický oblúk. Časť tejto sekvencie *en bloc* (dúbravské – karbón, bučinské – perm, ako aj hačavské súvrstvie s ultrabázikami – trias v západnej a južnej časti gemerika) by bola po perme subdukovaná a v jure exhumovaná. Vo východnej časti gemerika sa síce opísaný sled hornín našiel (oblasť Murovanej skaly; Németh, 1996), ale nie je vysokotlakovo metamorfovaný. Inou alternatívou by bolo, že by sa ultrabáziká ako plášťové horniny boli vytrhávali v subdukčnej zóne a zbližovali s metamorfitmi bázicko-karbonátového charakteru v subdukčnom kanáli a spolu nasúvali v melanži na anhydritovospodnotriasový komplex obalových fácií v akrečnej prizme. Menej metamorfovaný ochtinsko-zlatnícky vývoj karbónu by mohol predstavovať časť akrečnej prizmy, ktorá nebola (resp. bola minimálne) vtiahnutá do subdukcie. Margeciansko-lubenícka línia by mohla reprezentovať jednu z násunových línií subdukčnoakrečného komplexu (vejárovitej štruktúry) na obalové fácie veporika tvoreného föderatskou skupinou. Je teda evidentné, že horninová náplň severogemerického karbónu, klátovského telesa, rakoveckého komplexu, ako aj permu je intímne spätá s obalovými sekvenciami gemerika aj veporika. Je ťažko predstaviteľné, aby bôrčanský príkrov, a najmä jeho litologická náplň, vznikal oddelene (teda na J od gemerika)

od opisovaných komplexov. Celá subdukcia musela prebiehať v spoločnom priestore medzi gemerikom a veporikom. Ak sa začala vo vrchnom karbóne (teda so vznikom vulkanického oblúka), potom sa s najväčšou pravdepodobnosťou skončila v triase a exhumáciou v jure (ofiolitová melanž z málo metamorfovaných komplexov). V takom prípade by veporikum tvorilo zvyškový magmatický oblúk ponárajúci sa a subdukujúci na J. Klátovský komplex a rakovecká skupina sú zvyškom starej oceánskej kôry nad subdukčnou zónou. Gemerikum by tvorilo aktívny okraj a časť akrečnej prizmy kontaktne metamorfovaný permskými rozptýlenými granitmi, veľkým množstvom fluíd uvoľňovaných z vodou nasýtených subdukujúcich sedimentov a oceánskej kôry (tá bola z väčšej časti v plášti). Veporikum by so svojím obalom bolo pomaly sa vnárajúcim pasívnym okrajom kontinentu do subdukcie pod komplexy revúckej a ochtinskej skupiny (svedčia o tom karbonáty föderatskej skupiny). Melanž by predstavovali obalové sekvencie gemerika.

Literatúra

Abonyi, A., 1971: Stratigraficko-tektonický vývoj karbónu gemerid západne od štítnického zlomu. *Geol. Práce, Spr., 57, 339–348.*

Bajaník, Š., et al., 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria-východná časť 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Faryad, S. W., 1995: Petrology and phase relations of the HP/LT metapelites and metapsamites of the Meliata Unit (West Carpathians) Slovakia. *Eur. J. Mineralogy, 7, 71–87.*

Fusán, O., et al., 1953: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského rudohoria. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves.*

Grecula, P., & Kucharič, Ľ., 1992: ZS SGR – geofyzika, stykové zóny západ, východ a juh. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves.*

Chmelík, J., 1962: Geologické vyhodnotenie vrtu G-34 Dobšiná-Hámor. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Ivan, P., 1996: Petrographic types, protolith and geochemistry of metabasalts of the Bôrka nappe (Meliata Unit). Part III. *Manuskript – archív GSSR Bratislava, 27* (in Slovak).

Ivan, P., & Kronome, B., 1994: Petrografické typy, predmetamorfný charakter a geochemické charakteristiky metabazaltov príkrovu Bôrky meliatskej jednotky – predbežné údaje. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava, 359.*

Killík, J., 1991: ZS Markuška – dekoračný kameň. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Kobulský, J., et al., 2001: Atlas geomáp Spišsko-gemerského rudohoria. Záverečná správa z regionálneho geologického výskumu. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava, 605.*

Leško, B., & Varga, I., 1980: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. *Mineralia Slov., 2, 97–130.*

Lörinc, L., 1994: Nižná Slaná–Dobšiná, Hg rudy, VP. *Manuskript – archív Geoenvex, s. r. o., Spišská Nová Ves.*

Madarás, J., et al., 1995: Geologicko-štruktúrna analýza styčnej zóny gemerika a veporika v oblasti Rochovce – Dobšiná. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava, 101.*

Máška, M., 1957: Geologické vyhodnocení mělkých mapovacích vrtů v severním okolí Dobšiné (SGR). *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Németh, Z., 1994: Alpínska tektonika v nižnoslanskej depresii. *Mineralia Slov., 6, 399–410.*

Németh, Z., 1996: Prvé zistenie príkrovu Bôrky vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia Slov., 3, 175–184.*

Radvanec, M., 2001: Petrológia hornín severného karbónu a mladšieho paleozoika z východnej, južnej a západnej časti gemerika. Príloha 12.1 úlohy Atlas geomáp SGR. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Košice.*

Rozložník, O., 1970: ZS-Dobšiná VP, Fe a Cu-rudy, stav k 31. 3. 1970. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Šuf, J., 1960: Nové poznámky ke geologii okolí Kobeliarova, Štítnika a Nandráže na již. Slovensku. *Geol. Práce, Zpr., 20, 111–126.*

Šuf, J., 1933: Zpráva o geologickém mapování vo Slovenském Krušnohoří. *Hornický věst., 15, 12.*

Varga, I., et al., 1968: ZS-VZ Hanková-Volovec, stav k 1. 1. 1968. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

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

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 217–219

Geologická, veková a litologická charakteristika spodnokarbónskych granitoidov kohútskej zóny veporika

ĽUBOMÍR HRAŠKO

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

(Doručené 13. 5. 2005)

Geological, age and lithological characteristics of the Lower Carboniferous granitoids in the Kohút zone of the Veporic Unit

The geological structure of the crystalline basement of the Kohút zone reflects geological processes connected with Hercynian and Alpine phases of the tectogenesis. Granitoid rocks of different age, composition and geological position are connected with these processes.

An essential characteristic of the Kohút zone pattern is a presence of an expressive shear zone (of Alpine age) named "Sinecká" (Németh et al., 2004). This zone and other similar Alpine zones divide pre-Alpine crystalline basement along this zone into the northern and southern parts. The complex of granitoids (Rimavica type) is developed south of this zone and contains pre-Lower Carboniferous orthogneisses, Lower Carboniferous granitoids, and younger aplites. Northern zone comprises mainly porphyric granitoid, hybridic granitoids (maily tonalite-trondhjemite-granodiorite group).

The complex of Lower Carboniferous granitoids is considered as a result of continental collision. A composition of granites in the main stage of granitoid magmatism reflects a modal composition of protoliths (orthogneissess and metagreywackes). The mobility of this magmas have been low and these represent imperfectly separated melt from restite minerals.

The younger group of porphyric granites penetrated shear zone in the ultimate stage of Lower Carboniferous magmatism and is connected with decompression régime of development of the crust. These granites create forms of laccoliths and represent higher temperature magmas. This event points out at the process of decompression melting in the thickened continental crust.

The age of chemical dating of monazites from all types of granitoids is in the range of 354–363 Ma. Part of these bodies is in the Alpine tectonic structures.

Key words: granitoids, magma generation, shear zones, Kohút zone, Veporicum

Úvod

Názory na vekové zaradenie granitoidných hornín v najjužnejšej časti kohútskej zóny veporika sa často rozchádzajú. Príspevok charakterizuje základné typy týchto hornín v sledovanej oblasti, definuje zaradenie vybraných typov granitoidov do spodnokarbónskeho granitoidného magmatizmu a časovú sukcesiu intrúzií pri spodnokarbónskej kolíznej udalosti. Pri stanovovaní veku sa využilo chemické datovanie monazitu podľa metodiky Konečného et al. (2004).

Geologická charakteristika spodnokarbónskych granitoidov

Spodnokarbónske granitoidy tvoria podstatnú časť granitoidných hornín v kohútskej zóne veporika, bývajú súčasťou mladších (hlavne alpínskych) štruktúr, a preto sa často zaraďovali medzi alpínske granitoidy. V najjužnejšej oblasti veporika sú aj súčasťou mladších strižných zón a sú v nich intrudované mladšími aplitickými granitmi prenikajúcimi aj do mladopaleozoických metasedimentov revúckej skupiny (sensu Vozárová a Vozár, 1982). Kohútsku zónu rozdeľuje výrazná strižná zóna alpínskeho veku, pre ktorú sú typické alochemické premeny okolitého predkarbónskeho až spodnokarbónskeho kryštalinika (napr. Kováčik, 1996; Németh et al., 2004). Na J od alpínskej štruktúry vystupuje komplex granitoidov, ortorúl a granitizovaných pararúl. Postrehol to už Šuf (1938) a južne ležiace pásmo rúl, migmatitov a granitoidov nazval „južnou migmatitovou zónou". Neskôr Kamenický (1977) vyčlenil rimavický granit. V tejto oblasti vystupujú dve hlavné skupiny granitoidov kontrastného zloženia – granit dubovského typu a trondhjemity (tonality) – granodiority krokavsko-hladomornodolinského typu, ktoré sú podobne ako skupina severnejšie ležiacich hybridných i porfyrických granitoidov, spodnokarbónskeho veku.

Na S od pásma rimavických granitoidov vystupuje komplex porfyrických granitoidov (kohútskeho a korimovského typu), tvoriaci lakolitové telesá v nadloží komplexu hybridných (šlírovitých) granitoidov. V tektonickej pozícii v najseverovýchodnejšej časti vystupuje teleso homogénnych trondhjemitov (čelského a župkovo-

magurského typu), v pozícii analogickej vrchnej tonalitovej jednotke, ktorú opísal Putiš (1987) v masíve Kráľovej hole (príkrov Veľkej Vápenice).

Z geneticko-časového hľadiska tu možno vyčleniť dve etapy spodnokarbónskych magmatických procesov, ktoré sa odlišujú termalitou magmatického procesu, geometriou intruzívnych telies a sčasti aj geochemickými vlastnosťami. Sú to

I. granitoidy hlavnej intruzívnej etapy – kolízne granity až trondhjemity a

II. granitoidy záverečnej etapy – porfyrické granity lakolitových intrúzií.

Granitoidy hlavnej intruzívnej etapy

Objemovo sú podstatnou časťou veporika. Sú spojené alebo so staršími ortorulovými, alebo s pararulovými litológiami, pričom prechod medzi nimi je často pozvoľný. Častá je aj tvorba diatexitov reprezentujúcich vrcholnú fázu transformačných a taviacich procesov. Magmatické fázy a restitové minerály sa neoddeľujú dokonale. Granitoidy tohto typu silne preberajú geochemické charakteristiky protolitu (ortorulového resp. pararulového zloženia) a pravdepodobne ich produkuje dehydratačné tavenie muskovitu a v menšej miere biotitu. Granitoidy rovnakého typu vystupujú v komplexe rimavických granitoidov, ale aj na S od alpínskej strižnej zóny.

Rimavický komplex granitoidov

Granitoidy dubovského typu (prevažne dvojsľudné monzogranity)

Vystupujú v oblasti Uhorské – České Brezovo – Zlatno – Lehota nad Rimavicou v jz. časti územia. Granity dubovského typu možno vyčleniť podľa ich špecifického leukokratného charakteru a geochemických osobitostí. Ich odlišnosť od iných veporických granitoidov sa už vyjadrila v mape mierky 1 : 200 000 (Kuthan et al., 1963). Z južnej a jv. strany, ale aj v centrálnych častiach masívu nimi prenikajú dajky a pne mladších muskovitických granitov a aplitov. Severná a sz. hrana telesa je alpínsky nasunutá na metamorfity klenoveckého komplexu (senzu Bezák, 1982), pričom v oblasti samoty Vlkovo (medzi Kokavou nad Rimavicou a Zlatnom) je tektonický styk okraja telesa zároveň alpínskou strižnou zónou. Geochemické parametre sú podobné ako parametre ortorulových litológií v ich plášti (nízky pomer LREE/HREE, výrazné Eu minimum, podobný pomer Rb/Sr a Ba/Sr).

Chemicky sa monazit datuje na 354 ± 5 mil. rokov.

Granitoidy v pruhu Krokava – Hladomorná dolina

Do tejto skupiny sa zaraďujú horniny vystupujúce v okolí na Z od Krokavy smerom na kameňolom na S od Lubeníka a pokračujú v podobe ojedinelých výskytov smerom na Hladomornú dolinu. Varga (1963) ich podľa typových lokalít nazval žulou typu Hiagu (na niektorých mapách je označená ako kóta Hlaviny) a Hrlice. Tvorí ich pomerne variabilná skupina granitoidov od tonalitov (trondhjemitov) po granity. Cambel et al. (1988) a Bibikova et al. (1988) určili ich vek Rb/Sr izochrónovou metódou na približne 380–390 mil. rokov a U-Pb metódou na separovaných zirkónoch na 350 mil. rokov. Chemické datovanie vzoriek monazitu (Finger et al., 2003) poskytlo vek 367 ± 34 mil. rokov. Typický je výskyt blokov amfibolických a amfibolicko-biotitických dioritov ako xenolitov uzavretých v granitoide, čo je charakteristický znak granitoidov vystupujúcich v severnejšie ležiacom hybridnom komplexe. Tento typ granitoidu sa pokladá aj za alpínsky (napr. Vozárová a Vozár, 1982).

Chemicky sa monazit datuje na 363 ± 17 mil. rokov.

Granitoidy záverečnej etapy – porfyrické granity lakolitových intrúzií

Granitoidy tohto typu ležia v nadloží komplexu telies migmatitizovanej ruly a šlírovitého granitu. V masíve Kohúta a Stolice tvoria lakolitové formy s lineárne umiesteným prívodným kanálom ležiacim na S od alpínskej strižnej zóny prechádzajúcej kótou Dachov diel (932 m). Lakolitové subhorizontálne časti sú hrubé len niekoľko desiatok až prvé stovky metrov. Pre rigidnejší charakter tvoria v geologickej mape rozsiahle plochy.

Datovanie zirkónu zo vzoriek porfyrického granitu veporského typu (Michalko et al., 1998) padá na diskordiu so spodným priesečníkom 346 ± 9 mil. rokov, čo možno považovať za vek intrúzie. Spodnokarbónsky vek (357 ± 34 mil. rokov), v tomto prípade granitu korimovského typu, potvrdzuje aj chemické datovanie monazitu (Finger et al., 2003).

V lakolitoch možno pozorovať postupné pribúdanie kontaminačnej rulovej zložky smerom k spodnej časti. Z hľadiska spôsobu umiestňovania sa podobajú veporskému typu porfyrického granitu s lakolitovými formami výstupu (Lexa a Bezák, 1996). Vznikali pri vyššieteplotných podmienkach ako predchádzajúce granity (vyššieteplotné, magmaticky dobre obmedzené typy zirkónu; dobre definovateľné magmatické štruktúry) pri čiastočnej nestabilite biotitu, ktorý sa významnejšie zúčastňoval na taviacich reakciách. V prospech takejto genézy svedčia aj časté xenolity biotitovcov, ktoré možno pokladať za restitové fázy po tavení metadrobovej asociácie kremeň – plagioklas – biotit ± muskovit.

V subhorizontálnych častiach lakolitov sú časté subhorizontálne uložené enklávy ruly a biotitového šlíru, v centrálnejšej časti sa prejavujú štruktúry magmatického toku, kde je skôr vykryštalizovaný porfyrický K živec tektonicky segmentovaný a deformovaný spolu s rulovými xenolitmi a neresorbovanými biotitovými glomeroblastmi (restitmi).

Monazit sa chemicky datoval na 362 ± 12,355 ± 10 a 358 ± 4 mil. rokov

Záver

Komplex granitoidov spodnokarbónskeho veku je podobne ako v tatriku spätý s kontinentálnou kolíziou.

Granitoidy tohto typu tvoria v kohútskej zóne veporika heterogénnu skupinu varírujúcu od monzogranitov po trondhjemity (až tonality). Vystupujú v dvoch pruhoch oddelených alpínskou strižnou zónou (sineckou s. l.). Južný, rimavický komplex granitoidov (v zmysle Kamenického, 1977) zahŕňa iba granitoidy s nižšieteplotným charakterom magmy (biotitický až dvojsľudný monzogranit dubovského typu, trondhjemit-granodiorit až granit krokavsko-hladomornodolinského typu).

Do severného pruhu granitoidov patria aj lakolity porfyrického granitu (korimovského a kohútskeho typu).

Chemické datovanie vzoriek monazitu napriek istým nepresnostiam vyplývajúcim z metodiky poukazuje na relatívne úzky časový diapazón generovania typov magmy v období 354–363 mil. rokov, čo je v súlade s publikovaným datovaním zirkónu.

Vývoj intrúzií od nižšieteplotnej magmy po vyššieteplotné intrúzie, ktoré prenikali do vrchnejších častí kôry, bol najpravdepodobnejšie spätý s dekompresným režimom pri postkolíznej relaxácii kôry.

Literatúra

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

Bibikova, E. V., Cambel, B., Korikovsky, S. P., Broska, I., Gracheva, T. V., Makarov, V. A., & Arakeliants, M. M., 1988: U-Pb and K-Ar isotopic dating of Sinec (Rimavica) granites (Kohút zone of Veporides). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 2, 147–157.*

Cambel, B., Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. Kh., & Dupej, J., 1988: Age of granitoids from the Kohút Veporic zone according to Rb-Sr isochrone analysis. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 2, 131–146.*

Finger, F., Broska, I., Haunschmid, B., Hraško, Ľ., Kohút, M., Krenn, E., Petrík, I., Riegler, G., & Uher, P., 2003: Electron-microprobe dating of monazites from Western Carpathian basement granitoids: Plutonic evidence for an important Permian rifting event subsequent to Variscan crustal anatexis. *Int. J. Earth Sci., 92, 1, 86–98.*

Kamenický, J., 1977: Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathian Mts.). *Mineralia Slov., 3, 161–184.*

Konečný, P., Siman, P., Holický, I., Janák, M., & Kollárová, V., 2004: Metodika datovania monazitu pomocou elektrónového mikroanalyzátora. *Mineralia Slov., 3–4, 225–235.*

Kováčik, M., 1996: Kyanite–Mg-chlorite schist and its petrogenetic significance (Sinec massif, Southern Veporic Unit, Central Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 47, 245–255.*

Kuthan, M., Biely, A., Boehm, V., Čechovič, V., Fusán, O., Hovorka, D., Mazúr, E., & Regásek, F., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXXII Zvolen. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Lexa, O., & Bezák, V., 1996: Porphyric granitoids in the western part of Slovenské rudohorie Mts.: Emplacement and deformation in shear zones. *Slov. geol. mag., 3–4, 189–197.*

Németh, Z., Prochaska, W., Radvanec, M., Kováčik, M., Madarás, J., Koděra, P., & Hraško, Ľ., 2004: Magnesite and talc origin in the sequence of geodynamic events in Veporicum, Inner Western Carpathians, Slovakia. *Acta petrol. sin., China, 20, 4, 837–854.*

Šuf, J., 1938: Zpráva o geologických poměrech a ložiskách užitečných nerostů v okolí Kokavy na Slovensku. *Věst. St. geol. Úst., Praha, 14, 91–103.*

Varga, I., 1963: Príspevok ku geológii magnezitového karbónu medzi Západným Turcom a Rimavou. *Geol. Práce, Zpr., 29, 31–46.*

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

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 220–221

Geologický vývoj kryštalického komplexu Patrie v Branisku

MILAN KOHÚT

Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
milan@gssr.sk

(Doručené 22. 3. 2005)

Geological evolution of Patria crystalline complex in Branisko Mts.

A reconnaissance dating study (laser-probe $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating, Pb/Pb isochrone dating and EMP monazite dating) was performed on representative granitic, gneissic and amphibolitic samples from the Patria crystalline complex – Branisko Mts. (Kohút et al., 2004). The results of this study proved dominant function of the last Meso-Hercynian metamorphic/magmatic activity at ca. 340 Ma. However, systematic appearances of the older ages (ca. 380 Ma, and ca. 750 Ma) indicate a participation of some older tectono-metamorphic events. It is inferred that tonalitic gneisses and amphibolitic rocks represent partly reactivated remnants of the earlier Panafrican orogeny within dominant Hercynian edifice in this part of the Western Carpathians.

Key words: Western Carpathians, Branisko Mts., crystalline basement, isotopic dating, EMP monazite dating, Panafrican orogeny, Hercynian orogeny

Úvod

Oblasti kryštalického sokla fundamentu v moderných kolíznych orogénnych pásmach, ako sú Alpy, Karpaty alebo Himaláje, majú často viacetapový metamorfný a magmatický vývoj. Horniny hercýnskeho orogénu dominujú v takmer všetkých oblastiach kryštalinika Európy a podobne je to aj v kryštalickom sokli Západných Karpát. Prejavy vysokoteplotného a strednotlakového (HT/MP) metamorfizmu spolu so súčasnou rozsiahlou granitizáciou silne postihli existujúce horniny fundamentu v mezohercýnskom období, čím zamaskovali polyorogénnu históriu kryštalinika Západných Karpát. Dostupné izotopické údaje (U/Pb, Rb/Sr a Ar/Ar) poukazujú na to, že sa tak stalo pred 360–340 Ma. Podobne ako v iných oblastiach Európy aj v Západných Karpatoch sú indikácie starších orogénnych procesov zaznamenané v horninách kryštalinika, čo potvrdzujú nové, moderné izotopické údaje. Podľa kôrových Sm/Nd modelových vekov $T_{(DM)}$ a vrchných priesečníkov z U/Pb zirkónového datovania sa hercýnska kôra Západných Karpát skladá hlavne z recyklovaných proterozoických horninových predchodcov, pričom jej 10 % tvoria recyklované archaické horniny a 10 prepracované horninové produkty panafrického (kadomského) orogénu (Kohút et al., 1998).

V tomto príspevku na základe nového horninového datovania (Kohút et al., 2004) poukazujeme na dlhodobý a viacetapový vývoj kryštalického komplexu Patrie v Branisku.

Geologická stavba

Branisko je charakteristické mimoriadnou štruktúrou, lebo ho budujú dve základné tektonické jednotky v rámci centrálnych Západných Karpát, a to tatrikum a veporikum (v zmysle Andrusova, 1968). Severná časť pohoria – masív Smrekovice – má typickú stavbu jadrových pohorí tatrika (l. c.), ale Vozárová a Vozár (1988) kryštalinikum tejto časti pohoria zaraďujú do severného veporika. Južná časť pohoria – masív Sľubice – patrí do veporika resp. do južného veporika (v zmysle Vozárovej a Vozára, l. c.). Smrekovický masív je budovaný kryštalickým masívom, permsko-skýtskym sedimentárnym obalom a rozsiahlym chočským príkrovom so skrasovateným dolomitickým komplexom. Jeho kryštalinikum – podľa dominantného vrchu voláme aj komplex Patria – budujú rozličné typy granitoidných hornín, amfibolitov a rulovitých hornín. Z granitu dominujú najmä biotitické granodiority až tonality a v menšej miere sa vyskytujú aj muskovitícko-biotitické granity až granodiority. Z metapelitických hornín sa odtiaľ opísali rozličné typy rúl, napr.: granatícko-biotitická, granatícko-biotitícko-sillimanitická, ako aj granatícko-biotitícko-kyanitická (Vozárová, 1993). Pestrá asociácia sa zistila aj pri amfibolitoch. Okrem biotitických sú časté aj granatické, ako aj bezgranátové, na hornblend bohaté formy (Vozárová, 1993; Faryad et al., 2005), ale bežne sa pozoroval prechod medzi amfibolitmi a rulami s hojným výskytom biotitícko-amfibolickej plagioklasovej (tonalitickej) ruly. Tento rulovo-amfibolitický komplex ako celok má znaky intenzívneho metamorfného postihnutia až parciálnej anatexie.

Petrografická a geochemická charakteristika

Typickým znakom tonalitickej ruly je páskovaná stavba. Jej tmavé pásky sú z amfibolu, plagioklasu, biotitu a kremeňa a v akcesorickom množstve je zastúpený zirkón, apatit, ilmenit, epidot, titanit a rudné opakové minerály. Svetlé pásky týchto rulovitých hornín sa skladajú prevažne z plagioklasu a kremeňa. Plagioklas je prevažujúcou minerálnou formou (až do 45 obj. %) a väčšinou je alotriomorfný alebo hypidiomorfný s bazicitou An = 30–45 v jadrách a An = 8–20 na okrajoch. Amfibol magne-

ziohornblend tvorí až do 35 obj. %, je väčšinou idiomorfný až hypidiomorfný a jeho obsah Si varíruje od 6,7 do 7,1 p. f. u. pri horečnatosti X_{Mg} = 0,59–0,65. Biotit sa vyskytuje v množstve 10 až 15 obj. %, je pomerne horečnatý s Mg# = 60–61, no s relatívne nízkym obsahom Ti (Ti = 0,22–0,24). Svetlé pásky majú povahu trondhjemitických magmatických tavenín. Tonalitická rula má intermediálne zloženie s obsahom SiO_2 = 59–62 hm. % a metaluminózny charakter s A/CNK = 0,85–0,96, spôsobený najmä vyšším obsahom CaO > 5,0 hm. %, podobne aj MgO > 4,0 hm. %, obsah Ti je relatívne nižší (TiO_2 = 0,4–0,6 hm. %) a podobne nižší je aj obsah litofilných prvkov, ako je Ba (270–320 ppm) a Sr (170–280 ppm). Prvky vzácnych zemín celkovo vykazujú len priemernú sumu hodnôt s ΣREE ~ 150 ppm, ako aj nevýraznú Eu anomáliu a nižší pomer La_N/Yb_N (8–10), ale majú mierne vyššie hodnoty HREE, čo indikuje viac-menej nezrelý (nefrakcionovaný) pôvod horniny. Nízky pomer Rb/Sr = 0,2–0,3 s vyššími hodnotami $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$ = 0,7130, a $\varepsilon Nd_{(0)}$ = -7,06 a s nízkymi stabilných izotopov $\delta^{18}O_{(VSMOW)}$ = 7,8 ‰ a $\delta^{34}S_{(CDT)}$ = -0,11 ‰ (Kohút et al., 2001; Kohút a Recio, 2002; Kohút et al., 2003) poukazujú na spodnokôrový pôvod týchto hornín, čo indikujú aj Pb izotopické charakteristiky s $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,439–18,724 a $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15,676–15,679. Naproti tomu svetlé trondhjemitické pásky vykazujú vyšší obsah Si (SiO_2 = 64–72 hm. %), ale celkovo majú subaluminózny charakter s A/CNK = 0,95–1,05, a to najmä na základe nižších hodnôt Al_2O_3 < 16,5 hm. %, ako aj vyšších CaO = 3,5–4,1 hm. % spolu so strednými hodnotami sumy alkálií $Na_2O + K_2O$ < 5,6 hm. %. Podobne nižší obsah má Ba < 300 ppm, Sr < 270 ppm, Rb < 60 ppm, ako aj nižšie až zvýšené hodnoty ΣREE = 70–210 ppm s nevýraznou negatívnou Eu anomáliou a s mierne zvýšeným pomerom La_N/Yb_N = 19–36. Podobne nízke hodnoty Rb/Sr = 0,13–0,25, $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$ = 0,7142, $\varepsilon Nd_{(0)}$ = -4,37, $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,392–19,647, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15,633–15,744 s priemernou $\delta^{18}O_{(VSMOW)}$ = 8,9 ‰ signalizujú dehydratačné tavenie kôrového materiálu.

Datovanie hornín

Viac vzoriek tonalitickej ruly, bežných metapelitických pararúl, amfibolitov a rozličných typov granitu z Patrie bolo vybratých na datovanie. Prvotné sa urobilo $^{40}Ar/^{39}Ar$ metódou s fokusovanou laserovou sondou spojenou s hmotnostným spektrometrom MAP 215-50 (Open University Milton Keynes, Veľká Británia), Pb/Pb horninovými izochrónami s použitím hmotnostného spektrometra TIMS Finnigan MAT 261 (Max Planck Institute of Chemistry Mainz, Nemecko) a elektrónovou mikrosondou (EMP) – CAMECA SX-100 (ŠGÚDŠ Bratislava). Biotity z tonalitickej ruly v Ar/Ar izotopickom systéme poskytli vek od 397 ± 16 do 314 ± 7 Ma, ale vek amfibolov z identických vzoriek varíruje od 841 ± 67 Ma do 445 ± 18 Ma. Relatívne širší rozsah veku amfibolov a výrazne mladší biotitov svedčia o existencii staršej metamorfnej panafrickej stavby (s vekom okolo 750 Ma), ktorú zastreli metamorfné a magmatické procesy pred 350–340 Ma. Kuriózne identické výsledky poskytlo Pb/Pb štúdium, lebo analýzy z amfibolitov a tonalitických rúl dávajú izochrónu s vekom 750 ± 150 Ma, kým údaje z trondhjemitických častí tonalitickej ruly a granitoidov formujú izochrónu s vekom 350 ± 10 Ma. Detailné EMP štúdium monazitov z granitoidov a pararúl potvrdilo hlavne mezohercýnske metamorfné a magmatické procesy s váženým priemerným vekom medzi 346 ± 6 a 332 ± 10 Ma. Zaujímavé je, že väčšina študovaných vzoriek vykazovala bimodálnu distribúciu meraných vekov, pričom staršie maximá poskytujú priemerný vek medzi 379 ± 4 až 377 ± 9 Ma, kým mladšie medzi 336 ± 7 až 332 ± 10 Ma.

Diskusia a záver

Terénne petrografické a geochemické charakteristiky indikujú, že v kryštaliniku Braniska – v komplexe Patria – nastala parciálna anatexia rulovo-amfibolitického komplexu. Ten skladbou pripomína „zelenokameňové pásy" *(greenstone belts)* resp. tonaliticko-trondhjemiticko-granodioritové rulové suity zo starých kontinentálnych štítov, ktoré vznikli tavením starých mafických až ultramafických litológií. Nové datovanie potvrdilo, že ostatné metamorfné a magmatické udalosti v tomto komplexe prebehli pred približne 340 Ma, pričom systematické výskyty starších vekových záznamov – 380 Ma (stredný devón) a asi 750 Ma (vrchné proterozoikum) – indikujú participáciu starších orogénnych procesov na vývoji tohto komplexu. Predpokladáme, že devónsky vek (okolo 400 až 380 Ma, označovaný ako neskorokaledónsky resp. ranohercýnsky) predstavuje v Západných Karpatoch iniciálne fázy formovania kontinentálnych kôrových kolíznych procesov spätých s tvorbou prekurzorov Západokarpatských ortorúl a s reaktiváciou starého fundamentu, ktoré kulminovali intenzívnymi metamorfnými a magmatickými procesmi v hlavnej mezohercýnskej, sudetskej fáze (350–330 Ma) orogénu. Hoci sa prejavy panafrického orogénu (750–500 Ma) doteraz exaktne v Západných Karpatoch nepotvrdili, naše nové dáta svedčia o tom, že rulovo-amfibolitické horniny komplexu Patria predstavujú reaktivované zvyšky tohto staršieho orogénu v kryštaliniku Západných Karpát.

Literatúra

Andrusov, D., 1968: Grundriss der Tectonik der nordlichen Karpaten. *Bratislava, Veda, 188.*

Faryad, S. W., Ivan, P. & Jacko, S., 2005: Metamorphic petrology of metabasites from the Branisko and Čierna hora Mts. (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath., 56, 1, 3–16.*

Kohút, M., Poller, U., Todt, W. & Janák, M., 1998: Where are the roots of the Western Carpathians (Slovakia): Evidences from isotope study. *Acta Univ. Carol., Geol., 42, 2, 277*

Kohút, M., Nabelek, P. I. & Recio, C., 2001: Stable isotopes. *In: I. Petrík, M. Kohút & I. Broska (eds.), Granitic plutonism of the Western Carpathians. Bratislava, Veda, 33–35.*

Kohút, M. & Recio, C., 2002: Sulphur isotopes of selected Hercynian granitic and surrounding rocks from the Western Carpathians (Slovakia). *Geol. Carpath., 53, 1, 3–13.*

Kohút, M., Poller, U., Nabelek, P., Todt, W. & Gaab, A., 2003: Granitic rocks of the Branisko Mts. partial melting products of the Patria amphibolite–gneissic (greenstone) complex. *J. Czech Geol. Soc., 48, 1–2, 78–79.*

Kohút, M., Sherlock, S. C., Poller, U., Konečný, P., Siman, P. & Holický, I., 2004: The indications of the Pre-Hercynian and Hercynian evolution in the Patria crystalline complex, the Branisko Mts. (Western Carpathians, Slovakia). ESSEWECA conference Electronic publ., 1–4.

Vozárová, A., 1993: Pressure-temperature conditions of metamorphism in the northern part of the Branisko crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 44, 4, 219–232.*

Vozárová, A. & Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. *Monograph. Bratislava, GÚDŠ, 7–314.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 222–226

Nový návrh litostratigrafického členenia vrchného karbónu v Zemplínskych vrchoch

JÁN KOBULSKÝ

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika

(Doručené 25. 5. 2005)

Proposal of a new lithostratigraphic division of Upper Carboniferous in Zemplínske vrchy Hills

New data from the Zemplínske vrchy Hills from the end of 1980s and 1990s indicated the need of revision of lithostratigraphic division of Upper Carboniferous and adding the new lithostratigraphic unit and new horizons. The Carboniferous sequences from Westfalian $B^?$ to uppermost Stephanian we suggest to divide into the Čierna hora, Čerhov, Tŕňa and Šimonov vrch Formations. The Tŕňa Fm. we subdivide into the lower macrocycle, bioglyph horizon and lower group of coal seams as well as upper macrocycle with arkose horizon, middle and upper group of coal seams. The lithostratigraphy of Šimonov vrch Formation we redefine into two rhyolite effusions, several intercalations of volcaniclastics and carbonatic horizons.

Key words: Zemplinicum, Carboniferous, lithostratigraphy

Úvod

V rámci úlohy Tektogenéza sedimentárnych panví Západných Karpát sa vykonal sedimentologický a litostratigrafický výskum mladopaleozoických a mezozoických súvrství v Zemplínskych vrchov (Kobulský, 2004). Súčasne sa prehodnotila aj litostratigrafia súvrství, ich vzťah a doplnila sa ich charakteristika na základe údajov väčšinou z nepublikovaných záverečných správ geologického prieskumu ložiska antracitu vo Veľkej Tŕni a v jeho okolí a výskytu U mineralizácie v jv. časti vrchov.

Príspevok je návrhom na členenie litostratigrafických jednotiek vrchného karbónu zohľadňujúci výsledky získané od vydania regionálnej geologickej mapy južnej časti Východoslovenskej nížiny a Zemplínskych vrchov v mierke 1 : 50 000 (Baňacký et al. 1989).

Prehľad názorov na litostratigrafické členenie paleozoika

Prvé údaje o karbónskych horninách sú z polovice a konca 19. a z polovice 20. stor., keď sa v tejto oblasti rozlíšilo niekoľko petrograficko-stratigrafických „obzorov". Sľudnaté pieskovce a bridlice s vápencovými vložkami sa zaradili do devónu a do karbónu odspodu bridlice a ílovce s antracitovými slojmi, pieskovce a vápencové šošovky, vyššie arkózy a arkózovité pieskovce, zlepence a ílovce. Za najvyšší karbón sa pokladali aj červené, fialové a zelenkasté sľudnaté bridlice a pieskovce so zlepencami.

Ďalšie údaje o tejto oblasti prinieslo geologické mapovanie Boučka a Přibyla (1959), ktorí vyčlenili tŕňanské („toronské"), rozdelené na spodný, stredný (uhľonosný) a vrchný oddiel (vestfál D – stefan A, B), kašovské (stefan C), cejkovské (spodný perm) a černochovské (vrchný perm) vrstvy. Ďalšie údaje sa získali pri prieskume zameranom na polymetalické rudy (Čuchráč, 1972), pri ktorom autor tŕňanské (toronské) vrstvy rozdelil na tzv. bazálne predvulkanické, vulkanické, produktívne a nadložné neproduktívne súvrstvie.

Novšie, ucelenejšie náhľady sú z rokov 1977–1981, keď sa pri prieskume zameranom na polymetalické rudy a uhlie urobilo nové geologické mapovanie v mierke 1 : 10 000 a vyhĺbilo sa 11 vrtov, z nich dva do hĺbky 1383 a 1081 a jeden do hĺbky 1903 m (Grecula a Együd, 1981), a s ním sú späté úplne nové názory na litostratigrafiu, tektoniku a suroviny v tejto oblasti. Grecula a Együd (1977, 1981, 1982) rozdelili karbón na čerhovské, veľkotŕňanské, malotŕňanské súvrstvie, súvrstvie Šimonovho vrchu a perm na kašovské a barské súvrstvie. Karbónske a permské súvrstvia zaradili do novodefinovanej litostratigrafickej jednotky a nazvali ju cejkovská skupina. Zemplínsky ostrov označili za hrast s vrásovoprešmykovou štruktúrou resp. so šupinovitým štýlom stavby, na povrchu v ňom vyčlenili tri čiastkové príkrovy (cejkovský, ladmovský a boršiansky), nazvali ich zemplínskym príkrovom, predpokladali jeho presun od VSV na ZJZ a vznik vo vrchnej kriede. V rámci zemplínskeho ostrova pomenovali výrazné zlomové pásma smeru SSZ–JJV a SV–JZ, ktoré tvoria rozhranie medzi blokmi v Zemplínskych vrchoch. Jedným z mnohých výsledkov úlohy bolo aj overenie bilančných slojov antracitu vo Veľkej Tŕni, ktoré znamenali návrat k prieskumu čierneho uhlia – antracitu v ďalších úlohách.

Intenzívne vyhľadávanie a prieskum antracitu sa začali po roku 1980 a ako súčasť úlohy Veľká Tŕňa – antracit,

VP (Együd, 1985), Veľká Tŕňa-okolie, antracit a čierne uhlie, VP a Veľká Tŕňa – II. podetapa, antracit, VP (Kobulský et al., 1989, 1992) sa urobil rad vrtov (TR-1 až TR-69, VTO-5, VTO-9, VTO-13 a VTO-14), úpadnica so smernými a slednými chodbami a prekopmi na dvoch horizontoch, ako aj podzemné vrty (VTR-1 až VTR-65). Pri plnení týchto úloh sa overilo nielen ložisko, ale získali sa aj nové poznatky o litológii a litostratigrafii tohto ojedinelého ložiska antracitu na Slovensku a spresnil sa aj pohľad na geologickú stavbu sz., centrálnej a jv. časti zemplínskeho ostrova.

V tom období sa paleozoikom zaoberala aj Vozárová a Vozár (1986, 1988), k novému litostratigrafickému členeniu paleozoika Zemplínskych vrchov Greculu a Együda (1982) zaujali kritický postoj, priklonili sa k pôvodnej litostratigrafii Boučka a Přibyla (1959) a navrhli ju podľa Greculu a Együda (1982) doplniť o čerhovské a luhynské súvrstvie. V polovici 80. rokov 20. stor. sa v južnej a jv. časti zemplínskeho ostrova vykonal aj vrtný prieskum orientovaný na U zrudnenie v perme (Felber, 1991) a spresnili sa pri ňom údaje najmä o litostratigrafii permu a triasu.

Návrh na litostratigrafické členenie vrchného karbónu a nové oporné horizonty v súvrstviach vrchného karbónu

Náhľady na litostratigrafické členenie karbónskych súvrství vždy zodpovedali súvekej úrovni poznania. Vzťahy medzi litostratigrafickými jednotkami sa postupne spresňovali až koncom 80. a 90. rokov 20. stor. po veľkom množstve prieskumných diel a vtedy sa vyčlenili aj nové súvrstvia a oporné horizonty nevyhnutné pri spájaní a korelácii ložiskových akumulácií nerastných surovín. V sz. časti Zemplínskych vrchov (v ložiskovom území antracitu) a v ich centrálnej a jv. časti sa pri rôznorodosti názorov na litostratigrafické delenie mladšieho paleozoika ukázalo ako najvhodnejšie členenie mladopaleozoických sedimentárnych a vulkanickosedimentárnych sekvencií na čiernohorské (synonymum spodné vulkanickosedimentárne), ktoré vyčlenila Horská (in Kobulský et al., 1989), čerhovské (v zmysle Greculu a Együda, 1982), tŕňanské súvrstvie (zahŕňajúce veľkotŕňanský a malotŕňanský vývoj; Kobulský et al., 1992) a súvrstvie Šimonovho vrchu (v zmysle Greculu a Együda, 1982).

Čiernohorské súvrstvie (spodné vulkanickosedimentárne súvrstvie) – *vestfál B? – C*

Za najspodnejšiu litostratigrafickú jednotku sa v Zemplínskych vrchoch pokladalo čerhovské súvrstvie (Grecula a Együd, 1982; Vozárová a Vozár, 1988). Súvrstvie nevystupuje na povrch, ale overili ho všetky hlboké vrty pri Veľkej Tŕni. Jeho typový profil je vo vrte TR-61, vzdialenom 1,8 km na S od kóty Čierna hora.

Do tohto súvrstvia sme zaradili aj vulkanickosedimentárnu sekvenciu vo vrte ZO-8 (pôvodne začlenenú do súvrstvia Šimonovho vrchu v boršianskom príkrove; Grecula a Együd, 1982), ktorá je pod čerhovským súvrstvím a nad sekvenciou patriacou do tzv. obalového permu. Spodná hranica súvrstvia nie je známa a styk s kryštalinikom je výrazne tektonický. Súvrstvie sa skladá aspoň zo šiestich mezocyklov. Jeho typickým litologickým znakom je striedanie sa polymiktných zlepencov až gravelitov s arkózami, arkózovými pieskovcami s menším množstvom drôb a drobových pieskovcov. Vrchné časti cyklov sú z piesčitých bridlíc s vložkami uhoľných bridlíc a v spodnom mezocykle sú dm vložky vápenca a slojov. Charakteristickým znakom súvrstvia sú aj vložky a polohy vulkanoklastických hornín a ryolitového tufu. Sedimentácia je cyklická a rytmická, prevažne s malými cyklami prerušovanými rytmickým prínosom vulkanického materiálu. Medzi typické sedimentárne znaky súvrstvia najčastejšie patrí gradačné aj opačné gradačné zvrstvenie, sklzové textúry a intraklasty a extraklasty. Overená hrúbka súvrstvia je až 500 m. Sedimentačné prostredie má znaky plytkovodnej riečnej sedimentácie s prechodom do limnickej sedimentácie v delte s občasným výskytom močiarov.

Podľa pozície novovyčleneného spodného vulkanickosedimentárneho súvrstvia pod biostratigraficky datovaným čerhovským súvrstvím (Bek in Kobulský et al., 1992) a podľa veku zisteného na základe palynologických dát (Krchňavá-Vítková, 1989) súvrstviu prisudzujeme vekové rozpätie vestfál B? – C.

Čerhovské súvrstvie – vestfál C – D

Súvrstvie podrobne opísal Grecula a Együd (1982), Vozárová a Vozár (1988). Horská (in Kobulský et al., 1989, 1992) v ňom vyčlenila štyri až šesť mezocyklov hrubých až 50 m. Najhrubšie sú mezocykly s mohutným vývojom zlepencových vrstiev v pruhu na V od Veľkej Tŕne, tenšie v čerhovskom a luhynskom bloku. V oblasti ložiska je hrúbka, báza aj zrnitosť zlepencových polôh menšia. Vrchné časti cyklov až cyklotém okrem piesčitých tvoria aj ílovité bridlice, miestami so slojmi antracitu veľkými vyše 40 cm a s vyšším obsahom popola. Cyklotémy s antracitovými slojmi sú piedmontského typu a smerom na S až SV prechádzajú do piedmontsko-deltového typu. Overená hrúbka súvrstvia v Zemplínskych vrchoch je okolo 350 m a smerom na S od Veľkej Tŕne klesá na 250 m.

Tŕňanské súvrstvie – stefan A – B

Grecula a Együd (1981, 1982) karbónske sekvencie spodného stefanu v Zemplínskych vrchoch na základe prvých vrtov zaradili do veľkotŕňanského a malotŕňanského súvrstvia. Neskôr sa po vyhĺbení mnohých vrtov veľká časť karbónskych sekvencií pri Veľkej Tŕni, kde sa na povrchu vyčlenilo malotŕňanské súvrstvie, postupne preraďovala do veľkotŕňanského súvrstvia a v ňom sme zistili 15 cyklotém so slojmi. Pre nejednoznačnosť litologických a sedimentologických kritérií, časté laterálne zastupovanie a prechody spomenutých súvrství v ložisku, na jeho okraji a pod. sme súvrstvia označili jedným názvom tŕňanské súvrstvie. Typický produktívny uhoľný vývoj v cyklotémach, zvyčajne s veľkou hrúbkou slojov, sme nazvali *veľkotŕňanský vývoj* a neproduktívny, s malou hrúbkou často nebilančných slojov a s vyšším obsahom popola

resp. bez uhoľných slojov vo vrchnej časti cyklotém, *malotŕňanský vývoj*. K podobným záverom dospela aj Vozárová a Vozár (1988) a do tŕňanského súvrstvia zaradili spodnostefanské sedimenty s cyklotémami, v ktorých sú aj nie sú sloje uhlia.

V tŕňanskom súvrství možno rozlíšiť dva makrocykly (dolný a horný) hrubé až okolo 500 m zložené zo siedmich až ôsmich mezocyklov. *Dolný makrocyklus* kladieme na bázu prvého mezocyklu nad čerhovským súvrstvím, ktorú tvoria vrstvy strednozrnného arkózového pieskovca s vložkami drobnozrnného zlepenca (miestami až kremenných gravelitov) s náznakmi hrubnutia litofácie smerom nahor v rámci cyklov nízkeho radu. *Horný makrocyklus* dávame (napr. vo vrte TR-60 a TR-61) na bázu prvého z dvoch výrazných mezocyklov, ktorá je z vrstiev hrubozrnného a strednozrnného arkózového pieskovca s vložkami vrstiev drobnozrnného zlepenca miestami s typickým inverzným gradačným zvrstvením. Obidva mezocykly sledovateľné na ložisku sme nazvali *arkózovým horizontom*.

Dolný makrocyklus je charakteristický pomerne úplnými sedimentačnými cyklami a ich vývoj je veľmi podobný. Bázu cyklov (okrem prvého mezocyklu) takmer vždy tvorí arkózový alebo drobový pieskovec, ktoré do nadložia prechádzajú do droby. Pre strednú časť cyklov je typické rytmické striedanie polôh jemnozrnnej droby až drobových bridlíc. Vrchné časti cyklov sú zastúpené čiernymi ílovitými až uhoľnými bridlicami, v ktorých sú časté slojky (hrubé 20–40 cm) a sloje (hrubé vyše 40 cm) uhlia (antracitu). Iba zriedka sa v mezocykloch zistili aj dm vložky karbonátov. V dolnom makrocykle sa ojedinele vyskytujú extraklasty a intraklasty ryolitového až ryolitovo-dacitového zloženia a veľmi ojedinele sú cm až dm vrstvičky veľmi jemnozrnných vulkanickosedimentárnych hornín. Mezocykly majú prevažne normálne gradačné zvrstvenie. Výnimkou je častejšie inverzné gradačné zvrstvenie alebo aj hrubnutie smerom nahor v mezocykloch luhynského bloku. Mezocykly sú zvyčajne hrubé od 30 do 50 m. Z textúrnych znakov je pre dolný makrocyklus takmer vždy charakteristická laminácia, miestami aj šikmá. V niektorých mezocykloch je väčšie zastúpenie sklzových textúr, menšie intraformačných brekcií a čerín. Typickým znakom je hojný výskyt zuhoľnatenej flóry. Vo vrchnej časti mezocyklov sa iba miestami zachovala koreňová pôda. Sporadické sú aj karbonátové a pelokarbonátové závalky, ktoré signalizujú blízku resedimentáciu karbonátových vrstiev v bazéne. Zriedkavé, ale typické v 5. mezocykle sú aj stopy po lezení červov – bioglyfy. 5. mezocyklus sme ako *bioglyfový horizont* využili pri korelácii mezocyklov. V dolnom makrocykle sme vyčlenili tzv. *spodnú skupinu slojov*.

Horný makrocyklus veľkotŕňanského vývoja je charakteristický relatívne kratšími, častejšie aj neúplnými sedimentačnými cyklami oddelenými výraznými erozívnymi zrezmi. Bázu cyklov tvorí *arkózový horizont* (t. j. 8. a 9. mezocyklus od vrchnej časti čerhovského súvrstvia), strednozrnný až hrubozrnný drobový pieskovec, ktorý nahor prechádza do rytmickej sedimentácie droby až drobových bridlíc. Výnimkou je luhynský blok, v ktorom bázu mezocyklov okrem polôh arkózového pieskovca tvoria aj polohy zlepenca, ktoré sú hrubé a takmer vždy neúplné. V centrálnej časti tŕňanskej priekopovej prepadliny a na tŕňanskej elevácii vrchnú časť mezocyklov – cyklotém ukončujú polohy piesčitoílovitých až uhoľných bridlíc so slojkami a slojmi uhlia. V cyklotémach vystupuje viac nerovnako hrubých slojov oddelených v cm a dm hrúbke bridlicami. V hornom makrocykle sa iba ojedinele nachádzajú intraklasty a cm až dm vrstvičky vulkanickosedimentárnych hornín. Mezocykly členené podľa zrnitosti aj do cyklov nízkeho radu majú prevažne normálne gradačné zvrstvenie. Častejšie inverzné gradačné zvrstvenie je v arkózovom horizonte, a to nielen v luhynskom bloku, ale aj v centrálnej časti ložiska. Hrúbka mezocyklov zvyčajne neprekračuje 30–50 m. Z textúrnych znakov je aj pre horný makrocyklus charakteristická laminácia, sklzové textúry a intraformačné brekcie, koreňová pôda, zvyšky rastlín a rastlinný detrit a v najvyšších mezocykloch sú zriedka aj stopy po bioturbačnej činnosti organizmov, pelokarbonátové závalky a veľmi sporadicky Fe oxidické a pelosideritové konkrécie. V hornom makrocykle sme vyčlenili aj tzv. *strednú* a *vrchnú skupinu slojov*.

Sloje uhlia (bilančné) sú najmä v tŕňanskom súvrství vo veľkotŕňanskom vývoji v sz. časti Zemplínskych vrchov. Podľa typu cyklotém so slojmi uhlia v ložiskovej oblasti prevažne vyčleňujeme deltový, zriedka piedmontský (s bázou zo zlepencových lavíc alebo dosák) a iba veľmi zriedka prechodný od deltového až po neritický typ s tenkými polohami karbonátov v podloží aj nadloží tenkých slojov. Podľa starších údajov Beka (in Kobulský, et al., 1992) a i. je vek veľkotŕňanského vývoja presvedčivo stanovený na stefan A – B. V ostatných častiach Zemplínskych vrchov sedimenty stefanu A – B zastupuje prevažne malotŕňanský vývoj, v ktorom sa iba ojedinele nachádzali tenké vložky tufu a silicifikácia hornín, ktorú spájame s prejavmi vzdialenej vulkanickej činnosti.

Súvrstvie Šimonovho vrchu – stefan C

Veľká časť súvrstvia vystupuje na povrch a leží na tŕňanskom súvrství, alebo sa s podložnými a nadložnými súvrstviami stýka tektonicky. Na povrchu je najväčšími zastúpené medzi kašovským a zemplínskym zlomovým pásmom smeru SV–JZ. V 70. rokoch 20. stor. sa overilo hlavne vo vrte ZO-9 a ZO-10 (pri Kašove a Ladmovciach), ktoré sa stali a sú jeho typovými profilmi (Grecula a Együd, 1981, 1982; Együd, 1982). Neskôr sa súvrstvie prevŕtalo aj v ostatných častiach Zemplínskych vrchov (Kobulský et al., 1989; Felber, 1991).

Podľa Greculu a Együda (ibid.) sú typickým reprezentantom súvrstvia vulkanoklastické horniny, miestami ignimbritickej povahy. Okrem vulkanoklastík sú v súvrství aj polohy jemnozrnného ryolitu v cejkovskom a v ladmovskom príkrove. Popri vulkanických a vulkanoklastických členoch sú pre súvrstvie typické aj polymiktné zlepence, ktoré tvoria bázu cyklov a smerom nahor prechádzajú do polôh pieskovca a droby, s ktorými sa striedajú, a to hlavne v spodnej a vrchnej časti súvrstvia. Prevládajúcim typom hornín je arkózový pieskovec striedajúci

sa s vulkanoklastikami, ktoré sú pomerne dobre vytriedené, s dobrou zaoblenosťou zŕn a so zvrstvením.

V dosť hojnej miere sú zastúpené aj jemne laminované až kompaktné piesčité bridlice, často tufitické. Podľa Greculu a Együda (ibid.) sa v súvrství zriedka vyskytujú aj ojedinelé tenké vrstvy dolomitu a piesčitého dolomitu hrubé až do 4 m a dva výraznejšie vápencové horizonty, miestami intenzívne silicifikované. V ílovitopiesčitých sedimentoch súvrstvia sú aj polohy s pelokarbonátovými závalkami Fe dolomitického zloženia. Hojné sú dm zvyšky prekremenených kmeňov araukaritov, ktoré uvádzajú mnohí autori.

Podľa sedimentologického výskumu Horskej (in Kobulský et al., 1989) vulkanickosedimentárne súvrstvie Šimonovho vrchu má premenlivý charakter od S na J.

Vo vrte VTO-5 (veľatský blok) sme v súvrství vyčlenili tri mezocykly, z ktorých iba vrchný má dve tufitové polohy. Vo vrte VTO-9, ktorý je na SV od antracitového ložiska, sú dva makrocykly hrubé 80–160 m zložené z mnohých cyklov nízkeho radu. Súvrstvie v porovnaní s vrtom VTO-5 už má úplnejšie sedimentačné cykly a bázu cyklov tvorí svetlosivý až sivý drobnozrnný až strednozrnný zlepenec (s polohami hrubými od 4 dm do 6 m), ktorý rytmickou sedimentáciou smerom nahor prechádza do drôb a piesčitých až uhoľných bridlíc neveľkej hrúbky predstavujúcich iba relikt jazernomočiarneho prostredia v súvrství. Celý vývoj súvrstvia už výraznejšie ovplyvnila aj vulkanická činnosť ako v severnej časti. Sedimenty často obsahujú prímes vulkanického materiálu vo forme popola, tufových úlomkov a iba lokálne je väčšie nahromadenie kryštaloklastov. V súvrství sa zistilo osem polôh porfyroklastického ryolitovo-ryodacitového tufu hrubých od 0,4 do 6 m, iba miestami aj do 10 m. Zo sedimentárnych znakov je pre cykly okrem nevýraznej paralelnej laminácie a intraklastov charakteristická aj zriedkavá šikmá laminácia a ojedinelé hnedasté pelokarbonátové závalky a karbonatizované vrstvičky.

Vo vrte VTO-13 (na SZ od Černochova) sme zistili typický vývoj súvrstvia z makrocyklov hrubých 190–200 m a z početných mezocyklov malej hrúbky (5–25 m). Bázu cyklov zvyčajne tvorí tenšia poloha (0,4–2 m) drobnozrnného zlepenca, miestami iba gravelitu pozvoľne prechádzajúceho do svetlejšieho arkózového pieskovca. Akumulujúcu časť cyklov ovplyvnila prítomnosť vulkanoklastických a vulkanických hornín, z ktorých nápadne prevláda hrubozrnný vitrokryštaloklastický tuf, v menšej miere je zastúpený sivý a sivozelenkastý litoklastický tuf ryolitového a ryolitovo-dacitového zloženia. Hrúbka polôh je variabilná a pohybuje sa prevažne od 0,2 m do 10 m. Hrubšie (do 15–20 m) sú iba polohy popolového tufu, ktoré sú v najvyššom makrocykle. Vulkanity iba sporadicky tvoria polohy v najvyššom makrocykle (v hrúbke do 15 m). V štyroch makrocykloch sme vyčlenili až 19 polôh vulkanických a vulkanoklastických litofácií. V strednej a vrchnej časti cyklov nízkeho radu sú väčšinou rôzne zmiešané variety hornín – rýchle prechody sedimentov a vulkanoklastických hornín. Zo sedimentov hlavne v spodných makrocykloch prevláda droba, piesčité a ílovité bridlice. Zriedkavé sú kvarcity a iba miestami sa vyvinuli čierne uhoľné bridlice a veľmi tenké slojky alochtónneho antracitu. Typickým znakom v nadloží vulkanoklastických hornín je aj silicifikácia hornín, predovšetkým bridlíc. Kde-tu sa zachovali aj odtlačky rastlín.

Prevŕtaná hrúbka súvrstvia vo vrte je až 650 m, podobne ako napr. vo vrte ZO-9, kde dosahovala až 1020 m. Hrúbka tohto súvrstvia v iných oblastiach Zemplínskych vrchov väčšinou neprekračuje hrúbku 350–450 m. Pre veľkú podobnosť cyklov nízkeho radu ani v tejto oblasti nemožno vylúčiť opakovanie sa jednotlivých častí súvrstvia.

Z porovnania vrtov severnej a južnej časti Zemplínskych vrchov vyplýva, že smerom na JV množstvo vulkanických hornín v súvrství výrazne rastie a vulkanický materiál hrubne. Na základe sedimentologicko-petrografického štúdia možno uvažovať o jeho prínose do jazerného, kontinentálneho prostredia predovšetkým z J až JV.

Podľa Felbera (1991) súvrstvie v južnej časti overilo mnoho vrtov v podloží permu v nadložnej a podložnej šupine. Typický litologický profil súvrstvia je vo vrte 1133, ktorého vývoj sa najviac podobá vývoju vrtu ZO-9 a ZO-10. Vulkanoklastiká tvoria v súvrství „horizonty" prerušované polohami arkóz s vložkami silicifikovaných bridlíc. Najväčšiu prevŕtanú hrúbku má tretia a štvrtá poloha vulkanoklastík, v ktorých sú aj niekoľko m hrubé efúzie až tufoláva ryolitu, ryodacitu, dacitu až keratofýru.

Najjužnejší zistený výskyt súvrstvia Šimonovho vrchu je vo vrte VTO-14 pri Vécsi (pri Bodrogu), a to hlboko (viac ako 800 m) v podloží neogénu a spodného permu. Súvrstvie tvoria tri mezocykly, ale spodný sa neprevŕtal celý. Na rozdiel od severnejších výskytov sú cykly úplné, s malým podielom vulkanoklastov a v bridliciach sú ojedinele aj tenké vložky kalových karbonátov a slojka uhlia (hrubá 30 cm). Miestami sa zistila aj zvlnená laminácia, čeriny, sklzy, erózne rozmyvy, intraklasty a výnimočne aj odtlačky rastlín a gastropód.

Záver

Na základe nových údajov z vrchnokarbónskych sedimentárnych a vulkanickosedimentárnych sekvencií sa v podloží čerhovského súvrstvia vyčlenila nová oblastná litostratigrafická jednotka – čiernohorské súvrstvie – vestfál B? – C. V tŕňanskom súvrství (stefan A – B) sa pri ložisku vo Veľkej Tŕni vyčlenil dolný a horný makrocyklus. Oddeľuje ich arkózový horizont. V dolnom sa určil bioglyfový horizont a spodná skupina slojov a v hornom stredná a vrchná skupina. Podľa údajov z hlbokých vrtov v súvrství Šimonovho vrchu od severnej časti Zemplínskych vrchov smerom na JV rastie počet a hrúbka polôh vulkanoklastických a vulkanických hornín a zvyšuje sa zrnitosť klastov vulkanického materiálu. Na základe sedimentologicko-petrografického štúdia možno uvažovať o jeho prínose predovšetkým z J až JV. Dva výlevy vulkanitov a polohy karbonátov sa zistili iba v jv. časti Zemplínskych vrchov.

Literatúra

Baňacký, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Straka, P., Škvarka, L., Šucha, P., Vass, D., Vozárová, A., & Vozár, J., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape južnej časti Východoslovenskej nížiny a Zemplínskych vrchov. *Bratislava, GÚDŠ, 143.*

Bek, J., 1992. Palinologické a biostratigrafické vyhodnocení vzorku z ložiska Tŕňa. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Košice, 12.*

Bouček, B., & Přibyl, A., 1959: O geologických poměrech Zemplínskeho pohoří na Východním Slovensku. *Geol. Práce, Zoš. 52, 185–218.*

Čuchráč, M., 1972: Zemplín – juh. Záverečná správa. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Košice, 62.*

Együd, K., 1982: Sedimentologické zhodnotenie mladšieho paleozoika Zemplínskych vrchov. *Mineralia Slov., 6, 685–401*

Együd, K., Gerhart, S., Bondarenková, A., & Varga, M., 1985: Veľká Tŕňa – antracit, VP. Záverečná správa a výpočet zásob. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Spišská Nová Ves, 151*

Felber, E., 1991: Zemplínske vrchy. Záverečná správa o výsledkoch geologickoprieskumných prác. *Manuskript – archív Uranpres, š. p., Spišská Nová Ves, 111*

Grecula, P., & Együd, K., 1977: Pozícia zemplínskeho ostrova v tektonickom pláne Karpát. *Mineralia Slov., 9, 449–462.*

Grecula, P., & Együd, K., 1982: Litostratigrafia mladšieho paleozoika a spodného triasu Zemplínskych vrchov. *Mineralia Slov., 14, 221–239.*

Grecula, P., & Együd, K., 1981: Zemplínsky ostrov, polymetalické rudy a uhlie. Záverečná správa. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Spišská Nová Ves, 178.*

Kobulský, J., Gerhart, S., Dubéci, B., & Varga, M., 1989: Záverečná správa úlohy Veľká Tŕňa – okolie, antracit a čierne uhlie, VP. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Spišská Nová Ves, 134.*

Kobulský, J., Dubéci, B., Hrinko, V., Pacindová, N., Horská, A., Horský, S., Stupák, J., & Seliga, J., 1992. Záverečná správa úlohy Veľká Tŕňa – II. podetapa, antracit, VP. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Spišská Nová Ves, 149.*

Kobulský, J., 2004: Sedimentologický a litostratigrafický výskum mladopaleozoických súvrství Zemplínskych vrchov. Čiastková záverečná správa, 104. *In: M. Elečko et al. (eds.): Tektogenéza sedimentárnych panví Západných Karpát.*

Krchňavá-Vítková, 1989: Palinologické spracovanie hornín mladšieho paleozoika z oblasti Zemplínskeho ostrova. [Diplomová práca.] *Manuskript – archív Baníckej fakulty Vysokej školy technickej, Košice.*

Vozárová, A., 1986: Problémy litostratigrafického členenia permokarbónu Zemplínskych vrchov a charakteristika luhynského súvrstvia. Spr. o výsk. *Bratislava, GÚDŠ, 39–45.*

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

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 227–229

Mikrostavba mylonitov rolovskej strižnej zóny (veporikum Čiernej hory)

ROMAN FARKAŠOVSKÝ

Katedra geológie a mineralógie Technickej Univerzity v Košiciach, Park Komenského 15, 040 01 Košice, Slovenská republika; roman.farkasovsky@tuke.sk

(Doručené 5. 4. 2005)

Fabric of mylonites of the Rolová shear zone (Veporicum of the Čierna hora Mts.)

Shear zones of NW–SE direction represent mylonite zones developed by deformation of Paleozoic rocks at low metamorphic conditions. Mylonites of Rolová shear zone have typical S/C fabric. Asymmetry of shear bands, porphyroclast systems and mica fish indicators reflects kinematics of strike-slip fault with top to the SE movement. This event corresponds to Tertiary superimposed semi-ductile reactivation of the discussed shear zone.

Key words: Veporicum, shear zones, S/C mylonites, asymmetric fabric elements

Úvod

Strižné zóny smeru SZ–JV so stredným sklonom na JZ patria medzi dôležité alpínske štruktúry veporika Čiernej hory (obr. 1) a predstavujú zóny krehkoduktilných tektonitov – mylonitov, ktorých minerálne asociácie indikujú nízkostupňový charakter metamorfných podmienok deformácie s teplotou 200 až 300 °C (Korikovskij et al., 1989). Mylonity majú vo väčšine prípadov typickú S/C stavbu s intenzívnym vývojom planárnych prvkov a lineácie vytiahnutia minerálov, ako aj vysoký podiel plastickej deformácie.

Geologická stavba

Veporikum Čiernej hory je situované na východnom okraji interníd Západných Karpát. Na JZ ho margecianska strižná zóna tektonicky oddeľuje od sekvencií paleozoických hornín gemerika. Východný a južný okraj je transgresívne prekrytý sedimentmi paleogénu a neogénu a skladá sa z komplexov kryštalinika, obalových jednotiek a z trosiek chočského príkrovu (obr. 1). Kryštalinikum Čiernej hory budujú tri litostratigrafické komplexy (Jacko, 1985) – lodinský (rula, svory a amfibolity), Bujanovej (rula, migmatity, amfibolity a granitoidy) a miklušovský (migmatity, rula a leukogranity), ktoré sa sformovali v priebehu variského orogénu. Súčasný charakter stavby veporika Čiernej hory, ako aj individualizácia komplexov strižnými zónami smeru SZ–JV sú výsledkom alpínskych procesov.

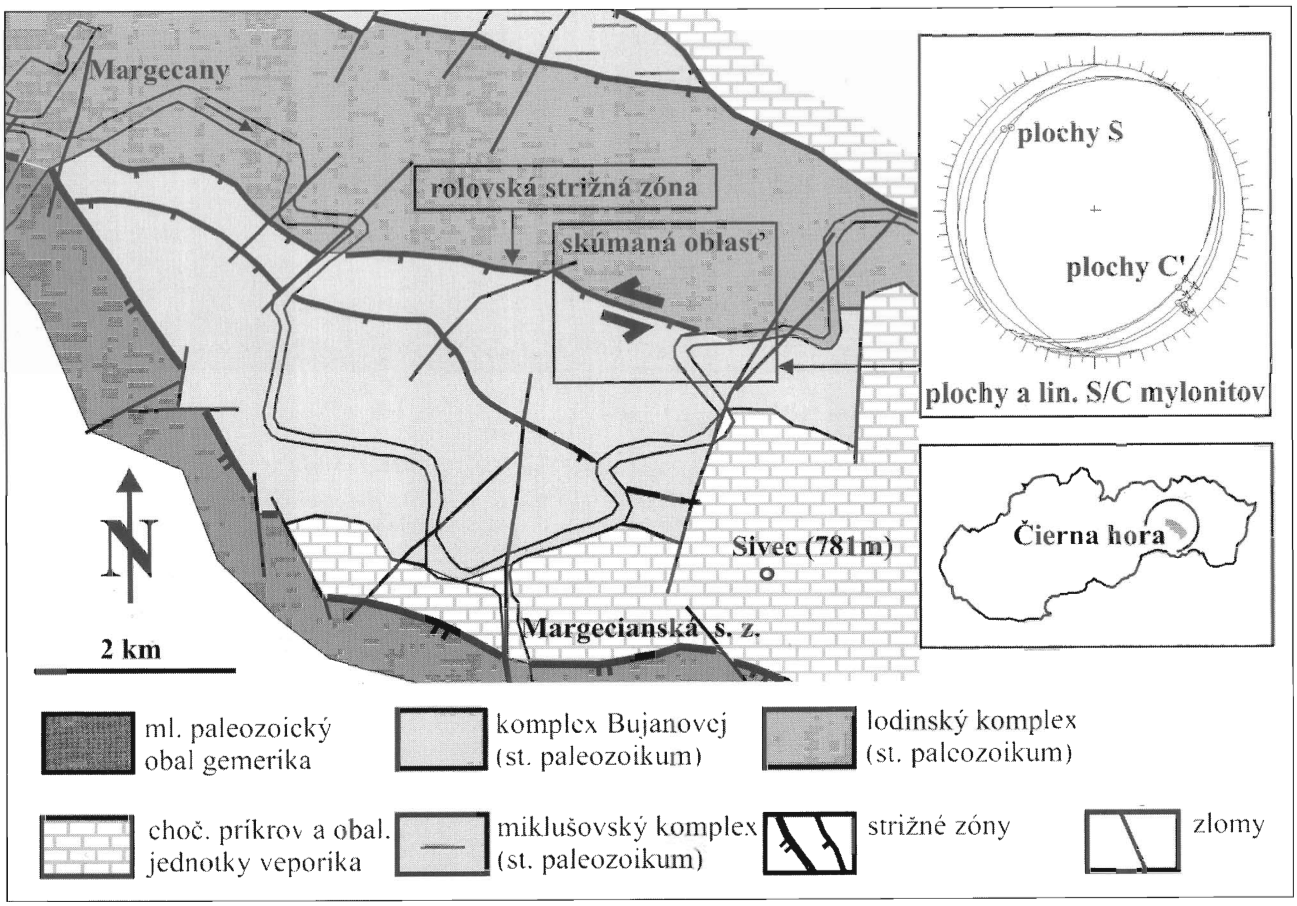
Metodika

Na opis mikroštruktúr a zistenie zmyslu strihu sa použili orientované výbrusy mylonitu rúl lodinského komplexu, ruly a migmatitu komplexu Bujanovej z východnej časti rolovskej strižnej zóny (obr. 1), ktorá obidva komplexy oddeľuje. Výbrusy sa zhotovili paralelne s priebehom lineácie predĺženia minerálov a kolmo na rovinu foliácie mylonitu a zmysel pohybu v strižnej zóne zistil na základe asymetrických stavebných prvkov mylonitov.

Mikroštruktúrna stavba mylonitov

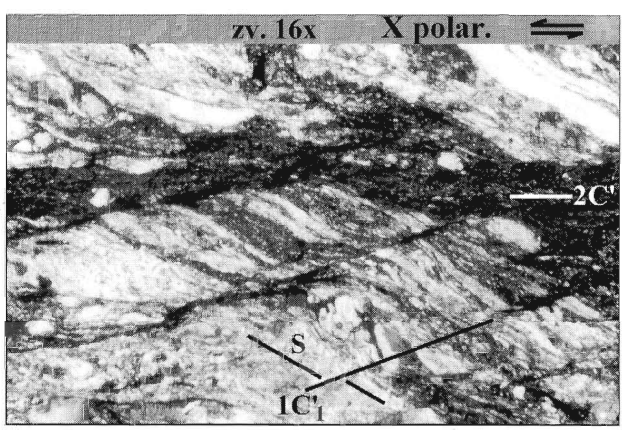
Strižné zóny boli aktívne počas niekoľkých etáp redukcie kryštalinika regiónu, ale súčasný mikroštruktúrny záznam odráža ich terciérnu semiduktilnú reaktiváciu (Jacko a Farkašovský, 2000). Do deformácie v nich vstupovali horniny s prednostne orientovanou metamorfnou stavbou. Jej relikty, časti kremenných ribónov, kumuloblastov metatektu alebo agregátov substrátu sa miestami zachovali. Deformácia v metamorfných podmienkach nízkeho stupňa viedla k redukcii veľkosti zŕn dynamickou rekryštalizáciou až krehkou frakturáciou minerálov v závislosti od ich reologických vlastností. Vzniknuvšie tektonity možno z hľadiska podielu matrixu (pribl. 60 %) zaradiť medzi mezomylonity.

Stavbu S/C mylonitov reprezentuje niekoľko systémov foliačných plôch. Plochy S, definované orientovanými agregátmi sericitu a dynamicky rekryštalizovaného kremeňa (obr. 2), pod ostrým uhlom pretína systém $1C'_1$ strižných pásov (obr. 2) orientovaných šikmo na priebeh strižnej zóny (Berthé et al., 1979). Plochy $1C'_1$ majú vzhľadom na celkový pohyb v strižnej zóne súhlasný zmysel strihu. Lokálne sa v mylonitoch vyvinul konjugovaný systém strižných pásov $1C'_2$ s opačným zmyslom pohybu. Starší systém plošných prvkov 1C' je prepisovaný klivážou strižných pásov 2C' (White et al., 1980). Hrubé, poprehýbané domény kliváže 2C' sú mineralizované agregátmi kremeňa a chloritu a majú relatívne veľké



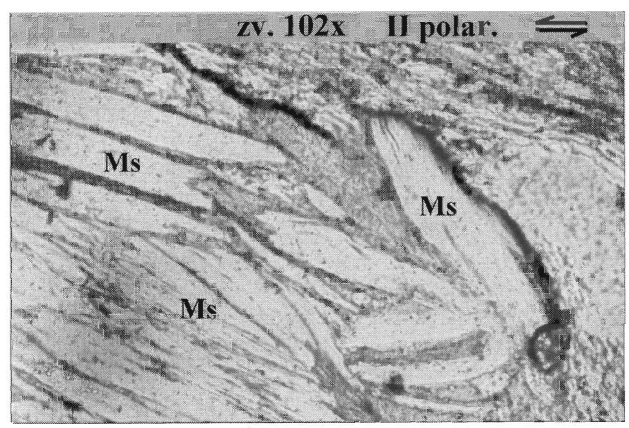
Obr. 1. Schematická geologická mapa časti veporika Čiernej hory a priľahlého gemerika s tektonogramom plošných a lineárnych prvkov S/C mylonitov

Fig. 1. Schematic geological map of a part of Veporicum of the Čierna hora Mts. and neighbouring Gemericum with tectonic diagrams of planar and linear elements of S/C mylonites. 1 - Upper Paleozoic cover of Gemericum, 2 - Bujanova complex (Lower Paleozoic), 3 - Lodina complex (Lower Paleozoic), 4 - Choč nappe and cover of Veporicum, 5 - Miklušovce complex (Lower Paleozoic), 6 - shear zones, 7 - faults



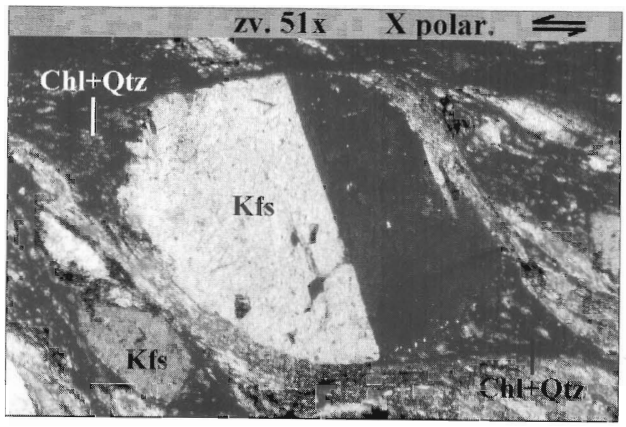
Obr. 2. Vzájomný vzťah foliačných prvkov S/C mylonitu sinistrálneho zmyslu pohybu

Fig. 2. Mutual relation of foliation elements of S/C mylonite in sinistral shearing

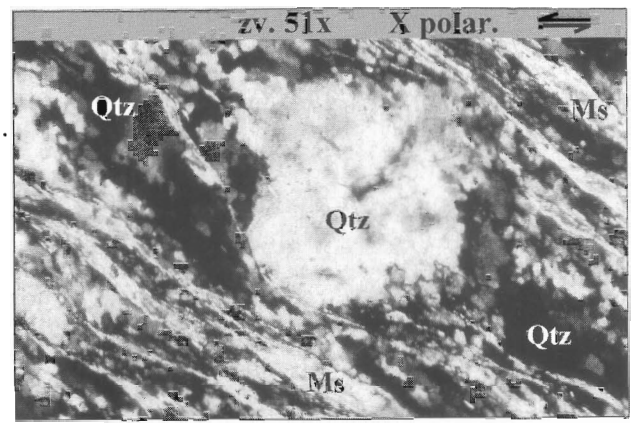


Obr. 3. Detail zámku synklinálnej časti mikrovrásy

Fig. 3. Detail of the hinge of synclinal part of microfold



Obr. 4. Porfyroklast K živca typu σ, sinistrálny zmysel pohybu.
Fig. 4. σ-porphyroclast of K-feldspar, sinistral shearing.



Obr. 5. Relikt kremenného zrna nahrádzaný novými agregátmi kremeňa pri dynamickej rekryštalizácii
Fig. 5. Relict of quartz grain replaced by new quartz aggregates during dynamic recrystallization.

rozostupy. Starší systém strižných pásov 1C' je viditeľný v ich mikrolitónoch (obr. 2).

Foliačné plochy mylonitov sú miestami prevrásnené do izoklinálnych alebo stlačených mikrovrás, z ktorých sa najčastejšie zachovali relikty ich zámkových častí (obr. 3). Mikrovrásy vznikali súčasne s formovaním mylonitu. Svedčí o tom priebeh ich osovej roviny a ramien, ktorý je paralelný s plochami foliácie S. Aj ich tvar a konfigurácia súhlasia so zmyslom pohybu v strižnej zóne, a tak sa nemôže pokladať za produkt odlišnej fázy deformácie postihujúcej staršiu stavbu. Mikrovrásy disjunktívne pretína kliváž strižných pásov 2C'.

Mylonity v strižných zónach obsahujú pretektonické porfyroklasty, ktoré sú podstatne väčšie ako priemerne veľké zrná v matrixe. V ich bezprostrednej blízkosti sa plasticky ohýba foliácia S. Živce tvoria jadrá porfyroklastových systémov typu σ (Passchier a Simpson, 1986). Ich asymetrické chvostové časti sú z jemnozrnných agregátov kremeňa a chloritu (obr. 4). Jadrá sú miestami krehko fraktúrované pozdĺž plôch štiepateľnosti a budinované. Porfyroklasty muskovitu vytvárajú v mylonitoch mikroštruktúru sľudových rýb s typickými stupňovitými prechodmi. Z hľadiska morfológie možno ich podstatnú časť zaradiť do 1. skupiny sľudových rýb šošovkovitého tvaru s ostrými cípmi a plochami štiepateľnosti 001 orientovanými paralelne s ich dlhšou osou (ten Grotenhuis et al., 2003). Pre kremeň je charakteristická mikroštruktúra reliktov pôvodných zŕn s intenzívnym undulóznym zhášaním a tvorbou subzŕn po okrajoch obklopených orientovanými agregátmi syntektonicky rekryštalizovaného kremeňa (obr. 5).

Záver

Hoci strižné zóny smeru SZ–JV v kryštaliniku veporika Čiernej hory vznikli ako kompresné prešmykové štruktúry so severojužnou vergenciou, ich súčasný mikroštruktúrny záznam úplne zodpovedá neskoršej terciérnej krehkoplastickej reaktivácii. Asymetria mikroštruktúr mylonitov rolovskej strižnej zóny odzrkadľuje kinematiku horizontálnych posunov nadložných krýh smerom na JV v zmysle orientácie lineácie smeru SZ–JV predĺženia minerálov na foliačných plochách S/C mylonitov. Minerálne asociácie mylonitu, ako aj typy vzniknutých mikroštruktúr indikujú deformáciu prebiehajúcu pri nízkom stupni metamorfózy.

Poďakovanie. Práca bola financovaná projektom VEGA 1/2170/05.

Literatúra

Jacko, S., 1985: Litostratigrafické jednotky kryštalinika Čiernej hory. *Geol. Práce, Spr., 82, 127–133.*

Jacko, S., & Farkašovský, R., 2000: Tertiary semi-ductile shear event within Margecany and related shear zones. *Mineralia Slov., 3, 175–178.*

Korikovskij, S. P., Jacko, S., & Boronichin, V. A., 1989: Alpine anchimetamorphism of Upper Carboniferous sandstones from the sedimentary mantle of the Čierna hora Mts. crystalline complex (Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 5, 579–598.*

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

ten Grotenhuis, S. M., Trouw, R. A. J., & Passchier, C. W., 2003: Evolution of mica fish in mylonitic rocks. *Tectonophysics, 372, 1–21.*

White, S. H., Burrows, S. E., Carreras, J., Shaw, N. D., & Humphreys, F. J., 1980: On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol., 2, 175–187.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 230–233

Analýza tektonických štruktúr jaskýň v masíve Úplazu vo Vysokých Tatrách a ich vplyv na vývoj jaskynných priestorov

MARTIN KUČERA

Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
kucera@geology.sk

(Doručené 5. 4. 2005)

Tectonic structural analysis of caves in massif Úplaz in the High Tatras and their influence on caves area development

From our results of field structural mapping in Tomanová Formation of the High Tatras there was possible to identify six monogenetic groups of discontinuities. Single tectonic events were arranged chronologically from Middle Cretaceous to recent. The purpose of our work was to evaluate their effect on development of cave systems. We have found the tendency of agreement of direct and courved cave systems with the course of individual discontinuities. This allowed to corelate their interconnections.

Key words: tectonic structure, speleology, Tomanová Formation, Vysoké Tatry Mts.

Úvod

Masív Úplazu, ohraničený Javorovou a Kolovou dolinou, sa nachádza v severnej časti Vysokých Tatier. V oblasti bezprostredne na kryštalinickom fundamente vystupujú horniny tomanovskej jednotky (Matějka a Andrusov in Nemčok et al., 1993) budujúce horninové sekvencie od permu po alb – spodný turón. Najnáchylnejšie na krasovatenie sú horniny telies gutensteinského, masívneho organogénneho a svetlého rifového vápenca. V študovanom regióne je rad foriem povrchových, ako aj podpovrchových krasových prejavov (Pavlarčík, 1976, 1981, 1984).

Speleologická preskúmanosť

V masíve Úplazu je rozsiahly jaskynný systém. Najväčšou jaskyňou je Javorinka (objavená roku 1973) s vchodom na dne doliny (1214 m, dĺžka 8387 m a denivelácia 360 m; Plučinský, 1996; Hochmuth a Pavlarčík, 1997; Fudaly et al., 1983). V strednej časti masívu (1489 m) sú vchody do Kamenných očí, Čiernohorskej nižnej a Veternej jaskyne, ktoré sú v súčasnosti spojené do čiernohorského systému dlhého 2360 m (Magdolen a Tencer, 1998). Približne na tej istej úrovni s vchodom vo výške 1522 m je jaskyňa Verných dlhá 870 m. Ostatné jaskyne sú krátke alebo sa detailnejšie neskúmali.

Metodika práce a zistené údaje

Údaje z terénneho štruktúrneho mapovania boli zo spomenutých jaskýň, najmä z jaskyne Verných a doplnené meraniami z povrchu na západnom svahu Úplazu. Z metodického hľadiska sa ako vhodná ukázala štruktúrna analýza doplnená geologickým mapovaním (Pavlarčík, 1983). Z časového hľadiska bola najnáročnejšia identifikácia a lokalizácia štruktúrnych porúch, a to pre ich pomalé stieranie jaskynnou koróziou a prekrývanie sintrovým nátekom a výzdobou. V jaskynnom prostredí bolo málo zlomových porúch s dobre zachovanými kinematickými indikátormi, z ktorých sa dal jednoznačne určiť smer a zmysel pohybu. Približne dve tretiny nameraných diskontinuít tvorili poruchy s porušenými alebo úplne zničenými kinematickými indikátormi. Najčastejšie sa na plochách dali pozorovať striácie, no vo väčšine prípadov sa už nedali vyvodiť konkrétnejšie závery. Zvyšnú skupinu diskontinuít tvorili pukliny a sklzové plochy. Boli to vertikálne odtrhové pukliny, ktoré viacerými znakmi prezrádzali relatívne mladý vek.

Z nameraných hodnôt a po nasledujúcej separácii na monogenetické skupiny konjugovaných systémov diskontinuít sa dalo určiť šesť generácií porúch (Kučera, 2004). Jedna je orientovaná vo vhodnej priestorovej pozícii voči hlavným paleonapäťovým osiam a druhá vykazuje veľkú priestorovú variabilitu. Pri separácii sa ako najdôležitejší ukázal vplyv tiltingu Tatier. Rotovaním druhej skupiny diskontinuít o 0/27° nadobudlo usporiadanie normálnu pozíciu. Veľkosť tiltingu sa zistila na základe smeru sklonu a sklonu paleogénnych sedimentov na severných svahoch pohoria. Vrstvovitosť paleogénnych sedimentov na svahu pohoria je prevažne S_0 0/25–35°. Z toho vyplýva, že os rotácie je horizontálna a smeru V–Z (ρ 90/0°) a veľkosť rotácie pozitívna – (v tomto prípade) 27°. Na základe vzťahu medzi diskontinuitami a rotáciou sa diskontinuity rozdelili do dvoch základných skupín, a to na diskontinuity nezaťažené a zaťažené tiltingom.

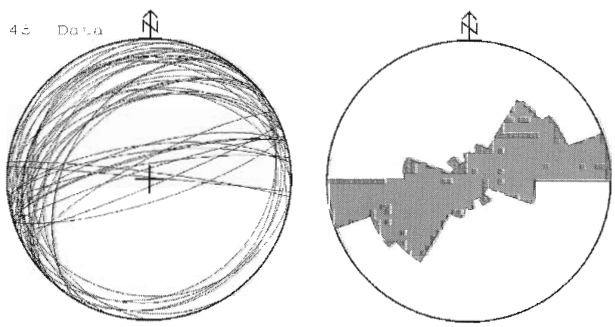
Generácie porúch boli v súlade s názormi na neogénny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu (Kováč, 2000), vplyvu kvartérneho zaľadnenia a morfológie krajiny

(Lukniš, 1973) začlenené do časových úsekov. Za spodnú hranicu sa určila generácia diskontinuít z obdobia otnang – spodný báden, ktorá sa pokladá za počiatočné štádium zdvihu tatranského masívu (Kráľ, 1977; Kováč et al., 1994). Pri starších poruchách sa predpokladá, že ich už úplne vyhojila sekundárna výplň. Druhou dôležitou hranicou je rotácia (tilting 0/27°) bloku Tatier pravdepodobne v sarmate až panóne.

Interpretácia výsledkov

Pri diskontinuitách nezaťažených tiltingom s vhodnou orientáciou na paleonapäťové osi možno vyčleniť tri nasledujúce monogenetické skupiny.

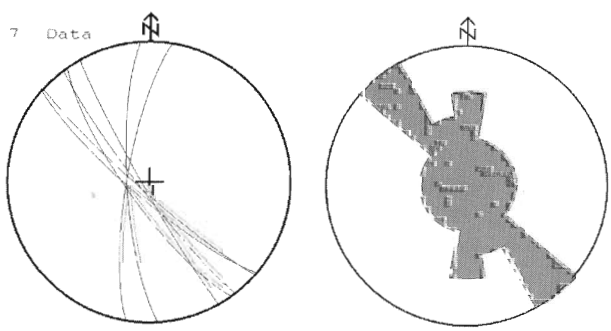
Diskontinuity späté s gravitačným sklzávaním (vrchný ris – recent). Zastupujú ich sklzové plochy s miernym sklonom na SZ a strmé až vertikálne odtrhové trhliny priebehu SV–JZ (obr. 1). Skupinu tvoria sklzové a odtrhové



Obr. 1. Diskontinuity späté s gravitačným skĺzavaním (vrchný ris – recent).

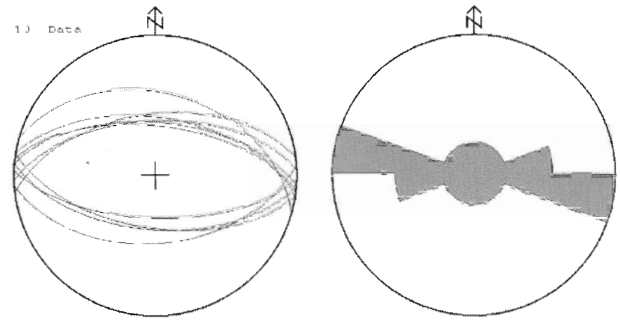
Fig. 1. Discontinuities related to gravitational sliding (Upper Riss – Recent).

diskontinuity, pomocou ktorých prebiehal gravitačný pohyb vyvolaný kolapsom masívu narušeného hĺbkovou eróziou riského a neskôr würmského ľadovca. Pohyb na sklzových plochách znásobila vhodná orientácia porúch výraznej mylonitovej zóny, ktorú diskontinuity využili. Využitie tejto plochy ako vhodnej predispozície potvrdzuje



Obr. 2. Diskontinuity vzniknuvšie pri kompresii smeru SSZ–JJV (spodný pleistocén – ris).

Fig. 2. Discontinuities originating during compression of direction NNW–SSE (Lower Pleistocene – Riss).



Obr. 3. Diskontinuity späté s extenziou smeru S–J (?panón – ?pliocén).

Fig. 3. Discontinuities related to extension of direction N–S (?Pannonian – ?Pliocene).

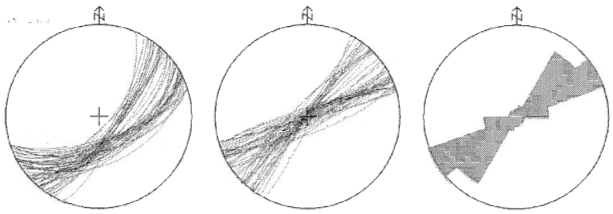
nielen totožná orientácia plôch sklonu na SZ, ale aj neprítomnosť sekundárnej mineralizácie plôch, na ktorých pohyb prebiehal.

Diskontinuity vzniknuvšie pri kompresnom tektonickom režime (spodný pleistocén – ris). Zastupuje ich konjugovaný systém diskontinuít s dobrou ortorombickou symetriou orientovaných v smere SSZ–JJV (obr. 2). Túto skupinu diskontinuít možno pre orientáciu paleonapätia jej vzniku pokladať za relatívne mladú, totožnú s dnešnou napäťovou situáciou (Jarošiński, 1997; Hók et al., 2000). Za vrchnú hranicu možno považovať riské zaľadnenie, keď po ľadovcom vyhĺbenej doline začalo prevládať gravitačné skĺzavanie. Zlomový charakter sa identifikuje ťažko, lebo štruktúry vznikali v pripovrchových úrovniach a v takýchto podmienkach už striácie nevznikali a minerály na zlomových plochách nekryštalizovali. Zaznamenalo sa iba mechanické ryhovanie, ale to vo väčšine prípadov zničila jaskynná korózia.

Diskontinuity vzniknuvšie pri extenznom tektonickom režime (?panón – ?pliocén). Do tejto skupiny sa zaraďujú diskontinuity s dobrou ortorombickou symetriou priebehu V–Z, vyhovujúcou extenzným poklesovým zlomom (obr. 3). Generálny sklon zlomových plôch na S aj J je pod uhlom 60°, a preto patria medzi poklesové konjugované zlomy. Časovo sa zaraďujú ťažko, ale je pravdepodobné, že vznikali v záverečných štádiách tiltingu tatranského masívu. Zlomové poklesové štruktúry sa vytvorili v pripovrchovej úrovni pri maximálnej amplitúde zdvihu a prekročení kritickej hranice ohybu zakrivenia povrchových častí poloblúka. Pri tomto procese postupne rástol vplyv gravitačných síl, až sa stali dominantnými.

Diskontinuity zaťažené tiltingom po odrotovaní o veľkosť tiltingu nadobudli dobrú ortorombickú priestorovú symetriu a možno v nich rozlíšiť tri monogenetické skupiny diskontinuít.

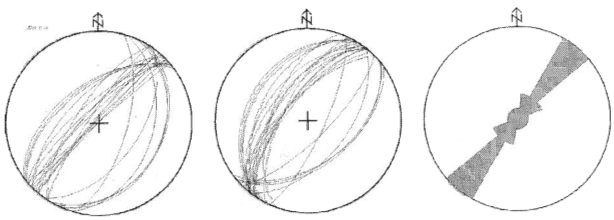
Diskontinuity vzniknuvšie pri kompresnom tektonickom režime (sarmat – ?panón). Skupina konjugovaných diskontinuít smeru SSV–JJZ a VSV–ZJZ veľmi dobrej ortorombickej symetrie je najpočastejšia (obr. 4). Stredom párového systému (σ_1 je orientovaná v smere ostrého uhla) prechádza hlavná kompresná paleonapäťová os. Tieto diskontinuity možno pokladať za konjugovaný smerne posuvný systém.



Obr. 4. Diskontinuity späté s kompresiou smeru SV–JZ (sarmat – ?panón).

Fig. 4. Discontinuities related to compression of direction NE–SW (Sarmatian – ?Pannonian).

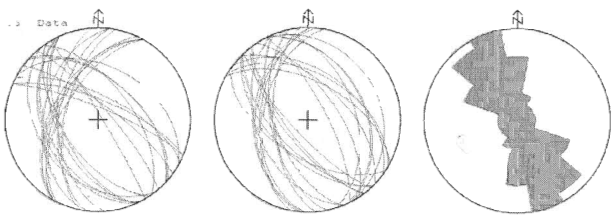
Diskontinuity vzniknuvšie pri extenznom tektonickom režime (vrchný báden). Konjugovaný systém extenzného režimu má priebeh SZ–JV (obr. 5). Diskontinuity sú ortorombickej symetrie a ich sklon sa pohybuje od 55 do 60°.



Obr. 5. Diskontinuity späté s extenziou smeru SZ–JV (vrchný báden).

Fig. 5. Discontinuities related to extension of direction NW–SE (Upper Badenian).

Diskontinuity vzniknuvšie pri extenznom tektonickom režime (otnang – spodný báden). Extenzia smeru SV–JZ sa považuje za najstaršiu a vyhovuje paleonapäťovej situácii v tomto období (obr. 6). Zaznamenaný sklon porúch sa pohybuje od 30 do 70°.

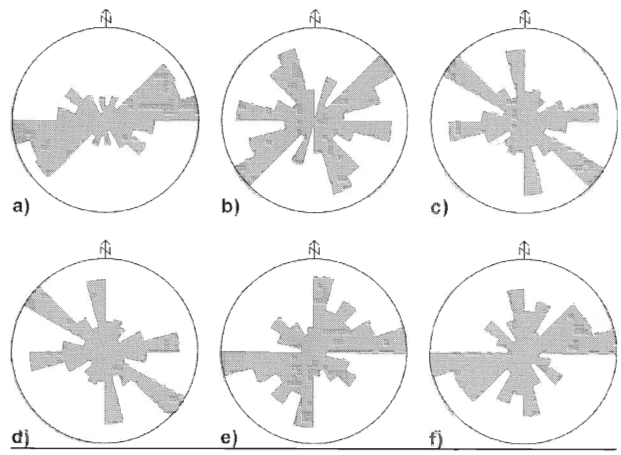


Obr. 6. Diskontinuity späté s extenziou smeru SV–JZ (otnang – spodný báden).

Fig. 6. Discontinuities related to extension of direction NE–SW (Ottnangian – Lower Badenian).

Spomenutá výrazná mylonitová zóna s miernym sklonom na SZ je pozorovateľná na viacerých miestach vo vrstvách masívneho organogénneho vápenca (doger – malm) tomanovskej jednotky. Jej genéza sa spája so severovergentným násunom v strednej kriede. Zónu tvorí extrémne tektonicky porušená hornina lesklej čiernej farby s plasticky modelovaným sprehýbaným povrchom. Kontakt s okolitou horninou je ostrý, s častým výskytom hákovania a duplexov. Na relatívne mladú tektonickú aktivitu pozdĺž tejto zóny poukazuje rozpadavý, sekundárnou mineralizáciou nevyhojený charakter horniny.

Tektonická aktivita zanechala stopy a ovplyvnila vývoj jaskynných priestorov masívu Úplaz. Na posúdenie jej vplyvu sa využila priestorová distribúcia smerov jaskynných chodieb. Pri analýze orientácie sa vychádza z dvoch priestorových hodnôt, a to z azimutu a dĺžky jaskynných chodieb. Grafickým výstupom týchto výsledkov sú prehľadné blokové vážené ružicové diagramy (obr. 7) s vysokou výpovednou hodnotou. Priestorová distribúcia chodieb sa spracovala pri opísaných jaskyniach.



Obr. 7. Štatistické vážené ružicové diagramy smerov jaskynných chodieb. a – Javorinka, b – Kamenné oči, c – Mokrá diera, d – Čiernohorská nižná, e – Suchá diera, f – Verných. Údaje boli spracované z archívu Speleo Bratislava.

Fig. 7. Statistically weighted rose diagrams of directions of cave corridors. a – Javorinka, b – Kamenné oči, c – Mokrá diera, d – Čiernohorská nižná, e – Suchá diera, f – Verných. Processed data were taken from archive Speleo Bratislava.

Štatisticky vážené smery jaskynných chodieb odrážajú smer a priebeh opísaných diskontinuít. Najvýraznejšie sa prejavil priebeh smeru V–Z, k čomu do značnej miery prispela jaskyňa Javorinka, založená na výraznej poruche opisovaného smeru. Ďalší výrazne zaznamenaný priebeh jaskynných priestorov je smeru SV–JZ a SZ–JV. Tieto smery sú vo všetkých jaskyniach zastúpené vo veľkej, ostatné v menšej miere.

Záver

Diskontinuity do značnej miery ovplyvnili priebeh jaskynných chodieb. Poruchy vzniknuvšie v otnangu až panóne mohli ich smer ovplyvniť len vytvorením predispozície. Po nich sa neskôr pohybovala voda a vytvárala jaskynné priestory. Po extenznom režime priebehu V–Z už vznikali podmienky na krasové procesy. Nasledujúca tektonická kompresia a neskôr gravitačné skĺzavanie už syngeneticky vplývali na vývoj jaskynného systému. Z porovnania distribúcie priestorovej orientácie chodieb v sledovaných jaskyniach s nameranými výsledkami je zrejmá ich úzka súvislosť. Všetky významné smery

jaskynných chodieb sa zhodujú s orientovaným smerom tektonických udalostí.

Poďakovanie Ďakujem JS SSS Speleo Bratislava a Spišská Belá za poskytnutie archívnych údajov.

Literatúra

Fudaly, V., Pavlarčík, S., & Vadovský, V., 1983: Jaskyňa Javorinka vo Vysokých Tatrách. *Spravodaj SSS, 14, 1, MSK a OP Liptovský Mikuláš, 15–20.*

Hochmuth, Z., & Pavlarčík, S., 1997: Speleopotápačský prieskum Morského oka v jaskyni Javorinka vo Vysokých Tatrách. *Spravodaj SSS, 3, Liptovský Mikuláš, 28–30.*

Hók, J., Bielik, M., Kováč, P., & Šujan, M., 2000: Neotektonický charakter územia Slovenska. *Mineralia Slov., 5, 459–470.*

Jarosiński M., 1997: Rozwarstwienie współczenego pola naprężeń w zachodniej części polskich Karpat zewnętrzych. *Przegl. geol. 45, 8, 768–776.*

Kováč, M., Kráľ, 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, 2, 83–96.*

Kováč, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne. Nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. *Bratislava, VSAV, 204.*

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

Kučera, M., 2004: Analýza tektonických štruktúr v jaskyni Verných a ich vplyv na vývoj jaskynných priestorov. [Diplomová práca.] *Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava, 64.*

Lukniš, M. 1973: Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia. *Bratislava, VSAV 175.*

Magdolen, P. & Tencer, J. 1998: Čiernohorský systém – donosené spojenie. *Spravodaj SSS, 1, MSK a OP Liptovský Mikuláš, 15–20.*

Nemčok, J., Bezák, V., Janák, M., Kahan, Š., Ryka, V., Kohút, M., Lehotský I. Wieczorek, J., Zelman, J., Mello, J., Halouzka, R., Raczkowski W., & Reichwalder, P., 1993: Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ, 135.*

Pavlarčík, S. 1976: Vplyv základných geologických štruktúr na vývoj krasu medzi Kolovou a Širokou dolinou vo Vysokých Tatrách. [Diplomová práca.] *Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava, 68.*

Pavlarčík, S. 1981: Geologický a geomorfologický výskum krasu v širšej oblasti Javorovej doliny vo Vysokých Tatrách. Záverečná správa. *Manuskript – archív Správy slovenských jaskýň, Múzeum Slovenského krasu, Liptovský Mikuláš, 97.*

Pavlarčík, S., 1983: Použitie geologických metód pri mapovaní jaskýň. *Spravodaj SSS, 4, MSK a OP Liptovský Mikuláš, 4–11.*

Pavlarčík, S., 1984: Speleologický výskum krasových javov obalovej jednotky severnej strany Vysokých Tatier. *Slov. Kras, Liptovský Mikuláš, 17, 41–67.*

Plučinský L., 1996: Jaskyňa Javorinka vo Vysokých Tatrách (+271, -49 m). *Spravodaj SSS, 2, Liptovský Mikuláš, 4–11.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 234–237

Rekognoskácia geologickej stavby na vybraných profiloch v kryštaliniku Západných Tatier

JÁN MADARÁS a MARTIN KOVÁČIK

Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 814 04 Bratislava, Slovenská republika
Madaras@gssr.sk, Kovacik@gssr.sk

(Doručené 19. 4. 2005)

Geological recognition of basement units on the selected profiles in the Western Tatra Mts. (Western Carpathians)

The Western Tatra Mts. are the best representant of so-called core mountains within the Tatric Unit, being one of the major Alpine tectonic unit of the Western Carpathians. The crystalline basement of the Western Tatra Mts. is composed of pre-Alpine metamorphic rocks and granites, overlain by Mesozoic sedimentary cover sequences and paleo-Alpine nappes. Presented study was focused on detail field recognition of geological profiles in the Žiarska dolina valley area – Baranec Mt. (2184 m a. s. l.) and Ráztoka Mt. (1947 m a. s. l.). We recorded on the profiles three different lithological units, lower "hybridic unit"; middle "micaschist–gneiss unit"; upper "migmatite–granite unit". According to our field recognitions the contact between lithological units is in prevailing cases gradual, except of sporadic shear zones placed between different lithologies, but many identical expressive shear zones occur inside the same lithology. Potential thrust conception between the "classical" "upper" and "lower" units cannot be completely rejected, but its geological evidences have not been satisfactorily documented so far.

Key words: Western Carpathians, Western Tatra Mts., basement units, lithology, tectonics.

Morfologická atraktívnosť, hlboký glaciálnoerózny zrez pohoria, výborná odkrytosť terénu spolu s pestrou geologickou stavbou boli dôvodom zvýšeného záujmu o geologické problémy západnej časti Tatier. O jej geologickej stavbe sú dve základné koncepcie (Gorek, 1959; Kahan, 1969), ktoré napriek špeciálnym štruktúrnogeologickým, petrologickým a geochronologickým prácam z posledného obdobia nestrácajú aktuálnosť. Viac otvorených alebo nedostatočne preskúmaných otázok nás viedlo k rekognoskácii litologických a štruktúrnogeologických pomerov na profiloch v Žiarskej doline (obr. 1 a 2).

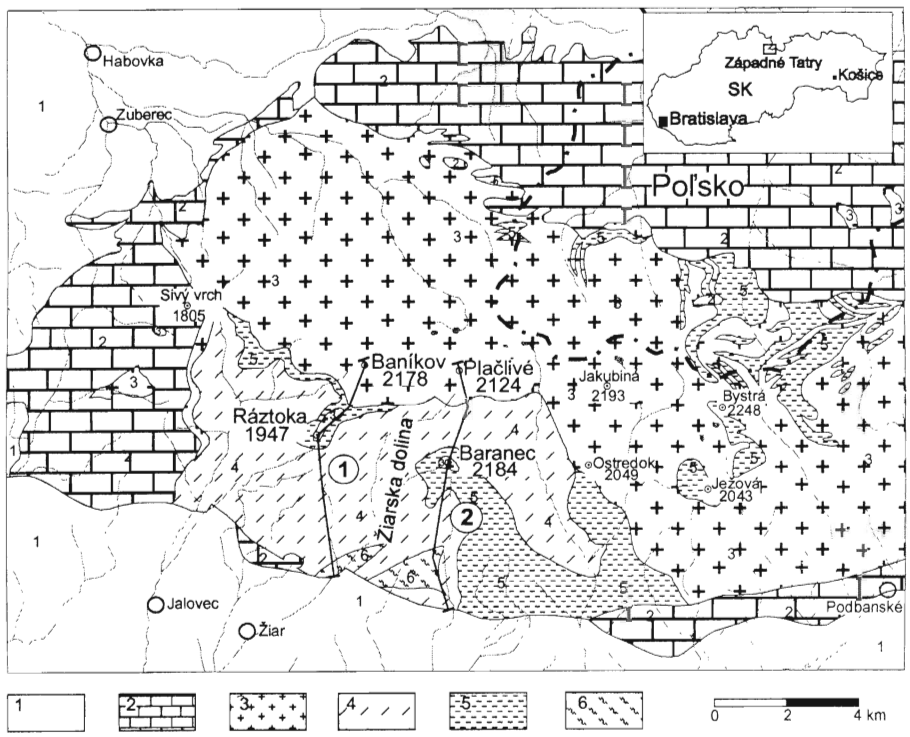
Prehľad základných poznatkov o stavbe kryštalinika

V počiatkoch moderného geologického výskumu západotatranského kryštalinika sa v masíve Baranca (kóta 2184) vyčlenili nasledujúce základné horninové súbory (Koutek, 1935): *ortoruly* (dvojsľudné, bohaté na K živec), *hybridné ruly* (injekčné ruly – migmatity, perlové ruly vznikajúce pri intruzívnom kontakte rula – granit), *pararuly* (dvojsľudné a svorové ruly, granatické svory a grafitické kvarcity), *amfibolity* a *eruptívne žily* (granity, aplity a pegmatity).

Výskumu kryštalinika Západných a Vysokých Tatier sa v rokoch 1952–1959 intenzívne venoval Gorek so študentmi. Práce z tohto obdobia – s kontúrami základných petrografických typov hornín – boli podkladom pre geologickú mapu v mierke 1 : 200 000 (obr. 1) a jej vysvetlivky (Maheľ et al., 1964). Podľa Goreka (c. f. Gorek, 1956, 1959, 1979) sú najstarším členom tatranského kryštalinika kryštalické bridlice, ktoré vo svojom predmetamorfnom vývine boli predkarbónskymi monotónnymi sériami klastických sedimentov s nedostatkom karbonatických členov a so sporadickými polohami bázických hornín. Striedanie dvojsľudných či biotitických rúl s kvarcitmi – kvarcitickými rulami sa pripisuje rytmickosti piesčitoílovitej fácie flyšovej sedimentácie.

Podľa charakteru a intenzity metamorfózy sa v tatranskom kryštaliniku vyčlenili štyri hlavné typy metamorfózy (Gorek, l. c.): hlavná predgranitoidná mezozonálna až katazonálna regionálna dynamometamorfóza (a), hlbinná kontaktná metamorfóza (b), injekčná metamorfóza spôsobená intrúziou granitoidov (c), dislokačná premena počas alpínskeho vrásnenia, ale nevylučujú sa ani staršie diaftorické účinky (d). Gorek (1956, 1959) podľa stupňa a intenzity granitizácie v kryštalických bridliciach rozlíšil tieto hlavné horninové súbory: granitizáciou nedotknutý komplex svorov a dvojsľudných pararúl (a), migmatity rozličného typu (b) a dva typy ortorúl.

Novú koncepciu tektonickej stavby západotatranského kryštalinika podal Kahan (1969). Vzťah podložného svorového komplexu k migmatitovo-granitoidnému komplexu riešil ako tektonický, kým Gorek (l. c.) styk týchto komplexov pokladal za intruzívny. Obidve jednotky oddeľuje výrazná strižná zóna násunového (príkrovového) charakteru. Kahan (1969) podľa výsledkov terénnych



Obr. 1. Lokalizácia študovaných profilov v Západných Tatrách. Geologický podklad – Geologická mapa ČSSR 1 200 000, list Banská Bystrica. 1 – paleogén, 2 – mezozoikum, 3 – granitoidy, 4 – svorové ruly, 5 – ruly, amfibolity, migmatity a diatexity, 6 – ortoruly a amfibolity

Fig. 1. Localization of investigated profiles in the Western Tatra Mts. Geological background – Geological map of the Czechoslovakia 1 200 000 – sheet Banská Bystrica. 1 – Paleogene, 2 – Mesozoic, 3 – granitoids, 4 – micaschists gneisses, 5 – gneisses, amphibolites, migmatites, diatexites, 6 – orthogneisses, amphibolites.

a petrografických prác rozdelil západotatranské komplexy kryštalinika na podložný komplex kryštalických bridlíc a synkinematických žulorúl (1), komplex migmatitov v bezprostrednom podloží granitoidov (2), granitoidy (3) a na pararulový a hybridný komplex v nadloží granitoidov (4).

V kryštaliniku sa staršie (variské) štruktúry (Koutek, 1935; Gorek, 1956, 1959; Kahan, 1969) prejavujú najmä plochami kryštalizačnej bridličnatosti *(s)*, vrásami, lineáciami na *s* plochách a pod. V hlavnom komplexe kryštalických bridlíc a migmatitov v jz. časti Západných Tatier sú horniny detailne prevrásnené, majú kupolovitú stavbu s maximálnym vyklenutím v skupine Baranca a Ráztok, odkiaľ *s* plochy približne na všetky strany upadajú. Prevládajúce kinematické indikátory najstaršej deformácie naznačujú zmysel strihu „vrch na JV", ktorý sa interpretuje ako zmysel premiestnenia variského príkrovu vrchnej jednotky nad spodnú tektonickú jednotku (Fritz et al., 1992). Na druhej strane alpínsky presun podložia (Żelaźniewicz, 1996) je orientovaný na S až SZ spolu so svojím sedimentárnym obalom aj s mezozoickými príkrovmi.

Otázkami veku a povahy príkrovovej stavby západotatranského kryštalinika sa zaoberal Nemčok et al. (1993), vrchnú jednotku navrhli nazvať príkrovom Baranca a spodnú jalovskou jednotkou.

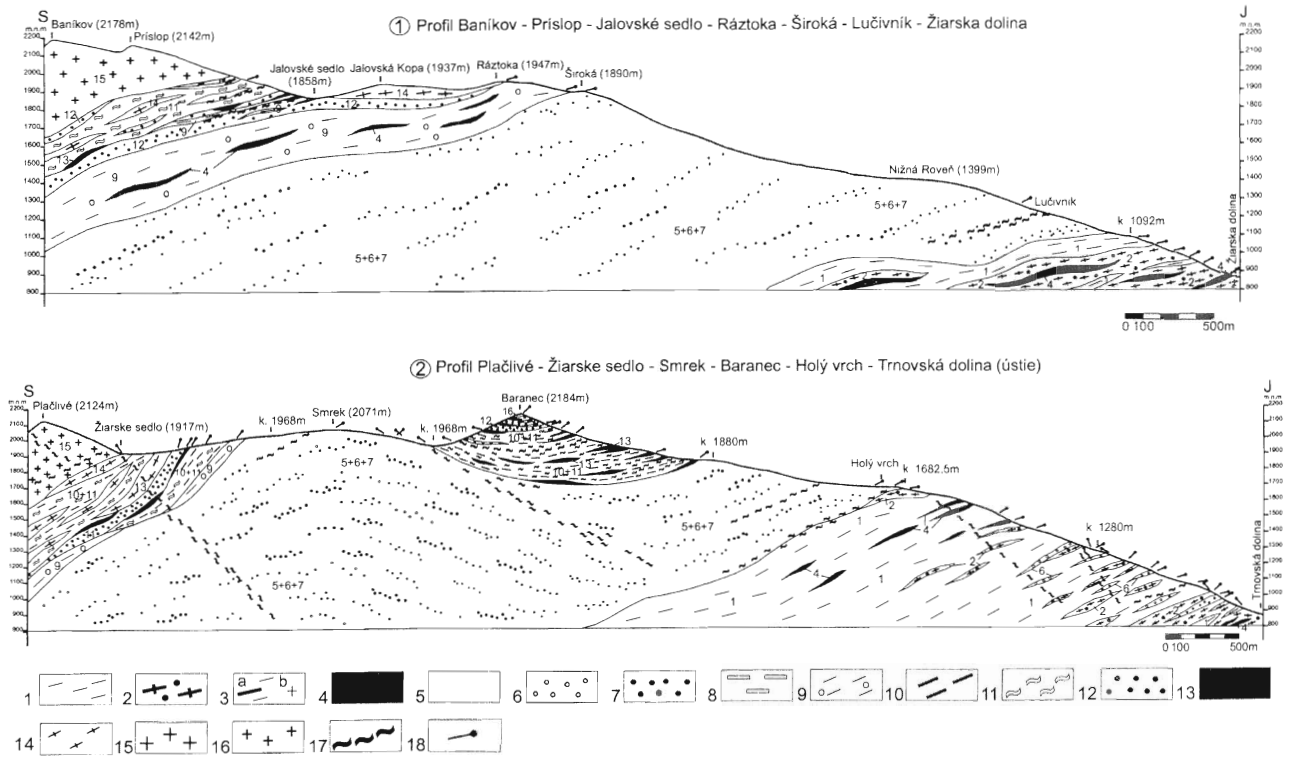
Metamorfná zonálnosť kryštalinika Tatier má inverzný charakter (Janák, 1994). V spodnej štruktúrnej jednotke vznikla ako výsledok variského násunu vrchnej jednotky, ako horúcej dosky derivovanej v hlbších častiach kôry v závere variskej orogenézy a vo vrchnej Janák (1994) dokumentuje dve štádiá metamorfózy odlišujúce sa tlakovými podmienkami.

Najstaršie magmatické horniny (ortoruly z ústia Žiarskej doliny) sa U-Pb metódou datovali ako spodnodevónske, keď ortoruly vznikali pretavovaním kôrového materiálu pri subdukcii (406 ± 5 Ma; Poller et al., 2000). Na začiatku kolíznych procesov vo vrchnom devóne (365 Ma) staršie granitoidy (ortoruly) podľahli vysokostupňovej metamorfóze zahŕňajúcej čiastkové tavenie. Kontinentálna kolízia spôsobila aj generovanie mladších, karbónskych granitov (350–360 a 340–310 Ma; Burchart, 1968; Poller et al., 2000).

Poznámky k profilom

Štúdium vybraných profilov (obr. 1 a 2) umožnilo získať predstavu o tektonike tohto jadrového pohoria a potvrdilo aj to, že vo vzťahu k iným metamorfovaným súborom v rámci západokarpatského kryštalinika má aj širší korelačný význam.

Na dvoch „nosných" geologických profiloch masívu Baranca a Ráztok – na východnej resp. západnej strane Žiarskej doliny (obr. 2) – sa študovali hlavne litologické a štruktúrnotektonické pomery. Profily boli situované tak, aby prechádzali všetkými vyčlenenými horninovými komplexmi. Detailnejšie sa sledovali mylonitové zóny a litologicko-tektonické rozhrania s dôrazom na styk „spodnej" a „vrchnej" litotektonickej jednotky. Sprievodný text k rezom (celkovo bolo študovaných 6 profilov; Madarás a Kováčik, 2004) obsahuje podrobný litologicko-štruktúrny opis výškových úrovní a bol základom pri tvorbe grafickej podoby profilu. Medzi výsledky terénnej rekognoskácie patrí aj zistenie výrazných (asi 500 m) posunov geologických kontúr v jednotkách kryštalinika



Obr. 2. Študované geologické profily (Madarás a Kováčik, 2004). *„Hybridná jednotka"*: 1 – strednozrnné až hrubozrnné hybridné muskovitické ruly, miestami živcové, 2 – strednozrnné až hrubozrnné svetlé kremité ortoruly, miestami živcové, 3 – hybridné Ms ruly s tenkými polohami amfibolitov (a) a pegmatitov (b), 4 – amfibolické ruly až amfibolity; *„svorovo-rulová jednotka"*: 5 – jemnozrnné až strednozrnné dvojsľudové (biotitícko-muskovitické) svorové ruly, 6 – jemnozrnné svetlé kvarcitické ruly až kvarcity, 7 – jemnozrnné svetlé kremenno-živcové ruly s biotitom a muskovitom, 8 – jemnozrnné tmavé kremité biotitické ruly; *„migmatitovo-granitová jednotka"*: 9 – migmatitizované ruly, 10 – páskované migmatity až stromatity, 11 – perlové (očkaté, imbibičné ruly), 12 – amfibolovo-biotitové ruly a amfibolity, 13 – hybridné šlírové svetlé granitoidy až diatexity, 14 – strednozrnné muskoviticko-biotitické granity až granodiority, 15 – hrubozrnné granity s ružovým živcom (len na vrchole Baranca); *všeobecné vysvetlivky*: 16 – diaftority, mylonity a poruchové zóny, 17 – sklon hornín v mieste merania prepočítaný v závislosti od uhla medzi smerom vrstvy a profilu.

Fig. 2. Investigated geological profiles (Madarás and Kováčik, 2004). *"Hybridic Unit"*: 1 – medium to coarse-grained hybridic muscovite gneisses, locally feldspar gneisses, 2 – medium to coarse-grained light quartzitic orthogneisses, 3 – hybridic Ms-gneisses with thin layers of amphibolites (a) and pegmatites (b) – not pesent in this profiles, 4 – amphibolic gneisses to amphibolites; *"Micaschist – Gneiss Unit"*: 5 – fine to medium-grained two-mica (biotite – muscovite) micaschist gneisses, 6 – fine-grained light quartzitic gneisses, quartzites, 7 – fine grained light quartz–feldspar gneisses with biotite and muscovite, 8 – fine-grained dark quartzitic biotite gneisses – not present in this profiles; *"Migmatite–Granite Unit"*: 9 – coarse-grained muscovite gneisses, 10 – migmatized gneisses, 11 – banded migmatites – stromatites, 12 – pearl gneisses, 13 – amphibole–biotite gneisses, amphibolites, 14 – hybridic granitoids – diatexites, 15 – medium-grained muscovite–biotite granites – granodiorites, 16 – coarse grained granites with pink-red K-feldspar (only on top of the hill Baranec), 17 – diaphtorites, mylonites of deformed zones, 18 – dip of schistosity on profiles line.

oproti ich vyjadreniu v geologickej mape v mierke 1 : 50 000 (Nemčok et al., 1993).

Z terénneho štúdia geologických profilov vyplývajú nasledujúce fakty a poznatky:

– V najspodnejších častiach profilov Baranca a Ráztok od južného úpätia pohoria po nadmorskú výšku okolo 1700 m (1682 m – Holý vrch v masíve Baranca) resp. okolo 1100 m (kóta 1092 m v masíve Ráztoky) vystupuje súbor, ktorý označujeme ako „hybridný". Skladá sa z hrubozrnných muskovitických rúl miestami s hojnejším živcom, ktoré sa často striedajú s tenkými polohami amfibolických rúl a amfibolitov a s pomerne hojnými polohami (najmä v spodnej časti) svetlých kremitých ortorúl.

– Horniny prejavujú litologickú príbuznosť s „vrchnou" – v našom chápaní – migmatitovo-granitovou jednotkou, pričom ortoruly možno len zdanlivo korelovať so svetlými jemnozrnnými – strednozrnnými hybridnými šlírovitými granitoidmi, ktoré označujeme ako diatexity. V prípade slabšej granitizácie „vrchnej" jednotky ide o rozličné typy rúl, najčastejšie o muskovitické a očkaté (perlové), alebo o migmatity. Hrúbka a pozícia amfibolických hornín je v obidvoch horninových súboroch podobná. Kontakt rúl, migmatitov a diatexitov s granitoidnou intrúziou je pozvoľný.

– „Spodná" (svorová) jednotka v našej tektonickej interpretácii vystupuje v strednej polohe – medzi litologicky pestrejšou hybridnou a migmatitovou jednotkou. Je litologicky monotónna, tvoria ju striedajúce sa súbory dvojsľudných svorových a kvarcitických rúl až metakvarcitov, tmavých kremitých biotitických rúl, rúl s obsahom grafitu a svetlých dvojsľudných živcových rúl.

– Prechod medzi litologickými jednotkami je kombinovaný – pozvoľný aj tektonický. Výrazné plytko až stredne sklonené mylonitové zóny vystupujú vo všetkých horni-

nových celkoch bez ohľadu na litologické rozhrania. Staršie – mylonitové až ultramylonitové – duktilné strižné zóny sa skláňajú prevažne na S až SZ, mladšie – alpínske krehké až drvené – prevažne pod strmým uhlom spadajú na J až JV.

– Nepotvrdila sa prítomnosť výraznej strižnej presunovej plochy (resp. zóny) na rozhraní „spodnej" a „vrchnej" jednotky, ktorú na báze vrchnej jednotky zvýrazňujú amfibolitové polohy (sensu Kahan, 1969). Takéto rozhranie je pozorovateľné len sporadicky v miestach, kde je strižná zóna v litologickom rozhraní, ale v iných úsekoch prebieha úplne inak, často v prostredí rovnakej litológie.

– Celkovo sa na profiloch prejavuje pozvoľný prechod medzi horninovými typmi, a tak sa viac prikláňame k staršej koncepcii stavby západotatranského kryštalinika (Gorek, 1959, a i.), čo vyplýva aj z porovnania s našimi geologickými profilmi, ktoré ťažko umožňujú pričleňovať rulovo-ortorulový súbor hornín v ústí Žiarskej doliny a na južnom úpätí Baranca k „vrchnej" jednotke. Tým principiálne neodmietame ani príkrovovú koncepciu, ale tá sa pre nejasný charakter kontaktu medzi „spodnou" a „vrchnou" jednotkou, ako aj pre ťažko doložiteľné začleňovanie ortorulového súboru hornín v ústí Žiarskej doliny a na južnom úpätí Baranca do „vrchnej" jednotky ukazuje ako príliš zjednodušená.

Literatúra

Burchart, J., 1968: Rubidium–strontium isochron ages of the crystalline core of the Tatra Mountains, Poland. *Amer. J. Sci. (New Haven), 266, 895–907.*

Fritz, H., Neubauer, F., Janák, M., & Putiš, M., 1992: Variscan mid-crustal thrusting in the Carpathians. Part II: Kinematics and fabric evolution of the Western Tatra basement. *Terra Nova abstr. Suppl. 2, 4, 24.*

Gorek, A., 1956: Geologická stavba Západných Tatier. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 7, 1–2, 125–130.*

Gorek, A., 1959: Prehľad geologických a petrografických pomerov kryštalinika Vysokých Tatier. *Geol. Sbor., 10, 1, 13–77.*

Gorek, A., 1979: Čiastková správa o výskume geologickej stavby Vysokých a Západných Tatier. Riešenie v rokoch 1976–1978. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava, 40.*

Janák, M., 1994: Variscan uplift of the crystalline basement, Tatra Mts., Central Western Carpathians. Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ laser probe dating of biotite and P-T-t paths. *Geol. Carpath., 45, 5, 293–300.*

Kahan, Š., 1969: Eine neue Ansicht über den geologischen Aufbau des Kristallinikums der West Tatra. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 18, 19–78.*

Koutek, J., 1935: O krystalických břidlicích skupiny Barance (2184 m) v Liptovských holích. Sur les schistes cristallins du groupe du Baranec (sommet 2184 m) dans les Liptovské hole (Haute Tatra occidentale). *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 11, 8–14.*

Madarás, J., & Kováčik, M., 2004: Metamorfity kryštalinika v Západných Tatrách: rešeršné zhodnotenie a nové štruktúrnogeologické údaje na profiloch v oblasti Žiarskej doliny. Etapová správa. Úloha 130-03 Tektogenéza paleozoických panvi Západných Karpát. Príloha IV.13. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava, 32.*

Maheľ, M., et al., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Banská Bystrica. *ÚÚG Praha – redakcia Bratislava.*

Nemčok, J., Bezák, V., Janák, M., Kahan, Š., Ryka, W., Kohút, M., Lehotský, I., Wieczorek, J., Zelman, J., Mello, J., Halouzka, R., Raczkowski, W., & Reichwalder, P., 1993: Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ, 135.*

Poller, U., Janák, M., Kohút, M., & Todt, W., 2000: Early Variscan magmatism in the Western Carpathians: U-Pb zircon data from granitoids and orthogneisses of the Tatra Mountains (Slovakia). *Int. J. Earth Sci., Springer – Verlag (Berlin), 89, 336–349.*

Żelaźniewicz, A., 1996: Mylonites in crystalline basement of the Polish Western Tatra Mts. PTMin., Pr. Spec., 7, 4.

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 238–240

Granitové pegmatity Západných Karpát vo svetle nových poznatkov

PAVEL UHER

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

(Doručené 31. 3. 2005)

Granitic pegmatites of the Western Carpathians in the light of new knowledge

Recent detailed investigations of the Hercynian Western Carpathian granitic pegmatites (Slovakia) resulted into their new genetic classification, mineral and geochemical data as well as evolutional trends. The pegmatites belong to rare-element class, beryl-columbite subtype of LCT family with Be-Nb-Ta mineralization in the most fractionated bodies. They are closely connected with parental S- or I-type granites; new Ar-Ar muscovite dating confirms their Lower Carboniferous age. Zircon and Nb-Ta mineral assemblages indicate their complex magmatic to subsolidus evolution and locally also late hydrothermal overprint.

Key words: granitic pegmatites, beryl-columbite subtype, Nb-Ta minerals, Ar-Ar dating, Western Carpathians, Slovakia

Úvod

Granitové pegmatity pre nápadne veľké kryštály minerálov, ich druhovú pestrosť a v neposlednom rade i ako zdroj mnohých rudných aj nerudných nerastných surovín vždy priťahovali záujem geológov, najmä mineralógov, a ako významný zdroj vzácnych prvkov často využívaných v moderných technológiách (najmä Ta, Li, Rb a Cs) sa veľkej pozornosti odborníkov tešia aj dnes.

Na Slovensku sa v istej miere študovali v kryštaliniku tatrika a veporika – hlavne v Malých Karpatoch – a konštatovala sa ich relatívna geochemická primitívnosť, ako aj to, že v nich nie sú pozoruhodnejšie vzácnoprvkové minerály (Dávidová, 1970, 1978; Staněk a Dávidová, 1981, a i.). Ale na druhej strane už niektoré dávnejšie nálezy berylu (Fiala, 1931), xenotímu, allanitu a možno aj pyrochlóru (Valach, 1954) v západokarpatských pegmatitoch indikovali, že majú pestrejšie minerálne zloženie. Množiace sa nálezy a opisy Nb-Ta minerálov a berylu v granitových pegmatitoch tatrika (Határ, 1979; Pitoňák a Janák, 1983; Gargulák a Vanek, 1989) nás viedli k ich systematickému geochemicko-mineralogickému výskumu a ukázalo sa, že beryl, minerály skupiny kolumbitu tantalitu, ako aj ďalšie Nb-Ta minerály sú v nich zastúpené systematicky (Uher a Broska, 1989, 1995; Uher, 1991, 1992, 1994; Uher et al., 1994, 1998a, 1998b, a i.).

Cieľom nášho príspevku je podať ďalšie nové informácie o povahe západokarpatských granitových pegmatitoch v konfrontácii s už publikovanými.

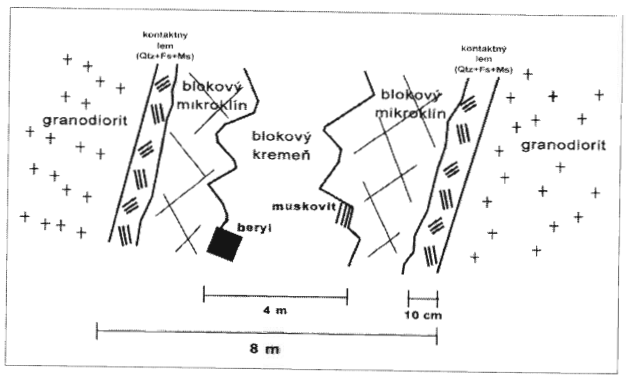
Zonálnosť a hrúbka pegmatitov

Zonálnu stavbu má väčšina západokarpatských pegmatitových žíl resp. šošoviek. Najpestrejšie zonálne pegmatity sú v bratislavskom masíve Malých Karpát a v bojnianskom Považského Inovca, kde sa dovedna zistilo až osem parageneticky zón (Dávidová, 1970; Staněk a Dávidová, 1981; Uher, 1992). Najkomplikovanejšiu vnútornú zonálnosť má geochemicky najdiferencovanejšie pegmatitové teleso Moravany nad Váhom-Striebornica, v ktorom možno vyčleniť zónu (Uher, 1992 – upravené) 1. grafického pegmatitu, 2. blokového mikroklínu, 3. hrubokryštalickú živcovo-kremenno-muskovitovú až kremenno-muskovitovú, 4. blokového kremeňa (kremenné jadro), 5. jemnokryštalickú albitovú (cukrovitého albitu) a 6. hrubokryštalickú albitovo-kremennú (cleavelanditovú).

Zastúpenie zón je priestorovo veľmi variabilné. Maximálna hrúbka moravianskeho pegmatitu sa podľa horninových úlomkov pôvodne odhadovala na 15–20 m pri dĺžke 100–150 m (Uher a Broska, 1989; Uher, 1992). Prieskumné ryhy v roku 2001 (Malachovský a Uher, nepublikovaný materiál) umožnili korigovať skutočnú hrúbku tejto pegmatitovej žily až šošovky v jej centrálnej časti na približne 8 m a odkryli aj jej zonálnu stavbu (obr. 1). Veľká väčšina západokarpatských pegmatitových telies však dosahuje hrúbku maximálne 2–3 m, často pod 1 m. Hrúbka až 30 m, ktorú uvádza Kubíny (1971), je nadsadená alebo nepravá.

Vek pegmatitov

Už z terénneho pozorovania je zrejmé, že západokarpatské granitové pegmatity sú priestorovo úzko späté s hercýnskymi granitoidnými horninami, a preto by mali byť hercýnskeho (mladopaleozoického) veku, hoci sa niektorým bez exaktných dôkazov (najmä vo veporiku) pripisoval aj alpínsky – kriedový vek (Kubíny, 1971). Ale už staršie K-Ar a Rb-Sr datovanie (najmä muskovitu) indikovalo prevažne karbónsky až permský vek, viac-menej



Obr. 1. Geologický rez centrálnou časťou granitového pegmatitu Moravany nad Váhom-Striebornica vedený zhruba v smere S–J (sprava doľava).

Fig. 1. Geological cross-section through the central part of the Moravany nad Váhom-Striebornica granitic pegmatite. Approximately N to S direction (from right to left).

synchrónny s vekom materských granitov (Cambel et al., 1990). Pri granitových pegmatitoch často zlyhávajú aj najspoľahlivejšie izotopové U-Pb metódy datovania, lebo obsah zirkónu, monazitu alebo apatitu je v nealkalických granitových pegmatitoch veľmi nízky a zirkón navyše zvyčajne metamiktný a s mnohými inklúziami uraninitu, čo platí aj o západokarpatských pegmatitoch (Uher, 1992; Uher a Černý, 1998). Ako isté východisko sa ukazuje Ar-Ar datovanie muskovitu z pegmatitu lebo muskovit často tvorí veľké, ľahko separovateľné kryštály a teplota jeho reálneho vzniku nie je oveľa vyššia ako blokujúca teplota muskovitu v Ar-Ar systéme (okolo 320–350 °C). Ar-Ar datovanie muskovitu z pegmatitu pri Borinke (bratislavský masív, Malé Karpaty) poskytlo plató vek 337,1 ± 3,4 Ma a zo štôlne Rakytová pri Dúbrave (prašivský masív, Nízke Tatry) 358,1 ± 4,7 Ma (Uher a Scharbert, nepublikované údaje). Aj keď aj tieto dva veky treba interpretovať ako veky chladnutia a postmagmatického zdvihu granitových masívov a s nimi asociujúcich pegmatitov, sú zrejme len o málo nižšie ako skutočné veky ich magmatickej kryštalizácie a blízke geochronologickým vekom ich materských granitových intrúzií (cf. Cambel et al., 1990; Finger et al., 2003).

Vzácnoprvková mineralizácia

V granitových pegmatitoch Západných Karpát sa zistila a definovala vzácnoprvková Be-Nb-Ta mineralizácia reprezentovaná berylom, minerálmi skupiny kolumbitu tantalitu a lokálne aj ďalšími Nb-Ta fázami (tab. 1) viažuca sa na pegmatity v granitoch typu S – moravianský typ – aj na pegmatity v granitoch typu I – prašivský typ (Uher, 1991, 1992, 1994, 2000; Uher et al., 1994; Uher a Broska, 1995; Uher et al., 1998a, b; Novák et al., 2000). Rozlišujú sa dve základné generácie Be a Nb-Ta minerálov: primárne – magmatické, a sekundárne – postmagmatické (prevažne zrejme hydrotermálne). Vo viacerých prípadoch sa zistilo zatláčanie primárnych Nb-Ta minerálov sekundárnou asociáciou (Uher et al., 1994, 1998b; Uher, 2000).

Tab. 1
Vzácnoprvkové minerály Be, Nb a Ta v západokarpatských granitových pegmatitoch
Rare-element minerals of Be, Nb and Ta in the Western Carpathian granitic pegmatites

Pegmatity moravianskeho typu	Pegmatity prašivského typu
Magmatické minerály	**Magmatické minerály**
beryl ferokolumbit, ferotantalit, manganokolumbit, manganotantalit, ferotapiolit	beryl ferokolumbit, ferotantalit, manganokolumbit, manganotantalit, wiolit, Nb-Ta rutil, Nb ilmenit, Nb-Ta armalcolit, Nb-Ta pseudobrookit
Postmagmatické minerály	**Postmagmatické minerály**
fersmit, mikrolit, uránmikrolit, pyrochlór	Nb-Ta titanit, fersmit, mikrolit, uránmikrolit, plumbomikrolit, stibiomikrolit, pyrochlór, uránpyrochlór betafit, stibiobetafit, Nb-Ta roméit, stibiotantalit

Na základe uvedenej vzácnoprvkovej paragenézy a zastúpenia stopových prvkov v pegmatitoch (najmä Nb, Ta, Rb a Cs) možno hercýnske granitové pegmatity Západných Karpát zaradiť do vzácnoprvkovej triedy berylovému typu a berylovo-kolumbitového subtypu a do LCT suity (v zmysle klasifikácie Černého, 1991), ale vzácnoprvková mineralizácia sa vyvinula len v niektorých, a to v najdiferencovanejších telesách. Najviac lokalít granitových pegmatitov so vzácnoprvkovou mineralizáciou sa zistilo v bratislavskom masíve Malých Karpát v oblasti Bratislavy a v prašivskom Nízkych Tatier, ojedinele v bojnianskom Považského Inovca (Moravany nad Váhom) a v masíve Žiaru (Ráztočno). Minerály Be a Nb-Ta sa viažu alebo na zóny bohaté na albit, hrubokryštalické živcovo-kremenno-muskovitové zóny, alebo na kontakt blokovej mikroklínovej zóny a kremenného jadra (beryl). Z hľadiska množstva možno vzácnoprvkovú mineralizáciu v západokarpatských pegmatitoch pokladať iba za akcesorickú a rozptýlenú, čo indikuje aj relatívne mierne zvýšený obsah Be, Nb a Ta v pegmatitoch. Najvyšší obsah týchto prvkov sa zistil v najfrakcionovanejšom pegmatite v Moravanoch nad Váhom-Striebornici, a to 41 ppm Be, 45 Nb a 12 Ta. V iných západokarpatských pegmatitoch sa pozoruhodnejšia koncentrácia indikačných stopových prvkov nenašla (Dávidová, 1978, 1997).

Záver

Nové poznatky zo štúdia západokarpatských granitových pegmatitov tatrika a veporika potvrdzujú, že patria do berylovo-kolumbitového subtypu v rámci vzácnoprvkovej triedy. Potvrdil sa ich hercýnsky (spodnokarbónsky) vek a spresnila zonalita a hrúbka najväčšieho pegmatitového telesa Moravany nad Váhom-Striebornica.

Literatúra

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

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

Dávidová, Š., 1970: Charakteristik der Pegmatite der Kleinen Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 21, 115–137.*

Dávidová, Š., 1978: Mineralógia a petrografia pegmatitov kryštalinika tatríd. *Mineralia Slov., 10, 127–146.*

Dávidová, Š., 1997: O stupni diferenciácie pegmatitov tatrika. *Mineralia Slov., 2, 136–148.*

Fiala, F., 1931: Několik mineralogických nálezů ze Žiarského pohoří. *Sbor. prírodoved. Odb. Slov. vlastived. Múz. v Bratislave 1924–1931, 24–27.*

Finger, F., Broska, I., Haunschmid, B., Hraško, Ľ., Kohút, M., Krenn, E., Petrík, I., Riegler, G., & Uher, P., 2003: Electron-microprobe dating of monazites from Western Carpathian basement granitoids: Plutonic evidence for an important Permian rifting event subsequent to Variscan anatexis. *Int. J. Earth Sci., 92, 86–98.*

Garguľák, M., & Vanek, M., 1989: Beryl – prvý nález v pegmatitoch Malých Karpát. *Mineralia Slov., 21, 426.*

Határ, J., 1979: Akcesorické minerály niektorých hornín kryštalinika západnej časti dumbierskeho pásma Nízkych Tatier. [Dizertačná práca.] *Manuskript – Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava, 191.*

Kubíny, D., 1971: Výsledky vyhľadávania a výskumu živcových surovín na Slovensku. *In: Zbor. o nerudných surovinách. Mineralia Slov., 3, 371–382.*

Novák, M., Uher, P., Černý, P., & Siman, P., 2000: Compositional variations in ferrotapiolite + tantalite pairs from the beryl-columbite pegmatite at Moravany nad Váhom, Slovakia. *Mineral. Petrol., 69, 295–306.*

Pitoňák, P., & Janák, M., 1983: Beryl – nový minerál nízkotatranských pegmatitov. *Mineralia Slov., 15, 231–232.*

Staněk, J., & Dávidová, Š., 1981: Minerály pegmatitů Západních Karpat. *In: J. H. Bernard et al. (ed.): Mineralogie Československa. 2. vyd. Academia, Praha, 174–176.*

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

Uher, P., 1992: Vzácnoprvková Be-Nb-Ta mineralizácia v granitových pegmatitoch tatrika. [Dizertačná práca.] *Manuskript – archív GÚ SAV, Bratislava, 180.*

Uher, P., 1994: The Variscan West-Carpathian granitic pegmatites: mineralogy, petrogenesis and relation to pegmatite populations in the Eastern Alps and Romanian Carpathians. *Geol. Carpath., 45, 313–318.*

Uher, P., 2000: Stibiotantalit v pegmatite Sb ložiska Dúbrava – produkt hydrotermálnej alterácie kolumbitu-tantalitu. *Mineralia Slov., 2, 109–114.*

Uher, P., & Broska, I., 1989: Muskovitický pegmatit s obsahom minerálov vzácnych prvkov pri Moravanoch nad Váhom (Považský Inovec). *Mineralia Slov., 21, 163–173.*

Uher, P., & Broska, I., 1995: Pegmatites in two suites of Variscan orogenic rocks (Western Carpathians, Slovakia). *Mineral. Petrol., 55, 27–36.*

Uher, P., & Černý, P., 1998: Accessory zircon in Hercynian granitic pegmatites of the Western Carpathians, Slovakia. *Geol. Carpath., 49, 261–270.*

Uher, P., Černý, P., Novák, M., & Siman, P., 1994: Niobium-tantalum minerals from granitic pegmatites in the Malé Karpaty, Považský Inovec and Žiar Mountains, Western Carpathians, Slovakia. *Mineralia Slov., 3, 157–164.*

Uher, P., Černý, P., Chapman, R., Határ, J., & Miko, O., 1998a: Evolution of Nb-Ta minerals in the Prašivá granitic pegmatites, Slovakia. I. Primary Fe,Ti-rich assemblage. *Canad. Mineralogist, 36, 525–534.*

Uher, P., Černý, P., Chapman, R., Határ, J., & Miko, O., 1998b: Evolution of Nb-Ta minerals in the Prašivá granitic pegmatites, Slovakia. II. External hydrothermal Pb, Sb overprint. *Canad. Mineralogist, 36, 535–545.*

Valach, J., 1954: Žulové pegmatity Malých Karpát. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 5, 26–58.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 241–242

Niektoré poznatky geofyzikálneho výskumu Slovenského rudohoria-západ

ĽUDOVÍT KUCHARIČ, ĽUBOMÍR HRAŠKO a PETER KUBEŠ

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

(Doručené 13. 4. 2005)

Some knowledges from geophysical investigation of the Slovak Ore Mts. – western part

The regional project of geological and geophysical works carried out in Kohút zone (Veporicum) in 2000–2004 was initiated by earlier research (Grecula et al., 1999). A geophysical complex involved induced polarization and resistivity measurements (three vertical levels – 50, 75 and 100 m below surface) as well as magnetic measurements in the network 1000 x 50 m. Results of aeromagnetics, aero gamma ray spectrometric measurements and planar gravity measurements in the scale 1 : 25 000 collected in the *Atlas of geophysical maps and profiles* (Kubeš et al., 2001) have been added to the input data group. Thus originated the database with accurate every measured point localization being elaborated in the electronical form. From the sizeable data volume (digit position 105) some particular results are presented. These results significantly enlarge the knowledge about studied region.

Key words: Veporicum, Kohút zone, geological and geophysical investigation, geochemical and geophysical database

Úvod

Geofyzikálne práce v kohútskej zóne veporika sa vykonávali na rozlohe približne 1100 km^2. Napriek bohatej histórii geologických, geochemických a ložiskových prác výsledky komplexu geofyzikálnych metód naznačujú, že sú aj doteraz neriešené problémy. Geofyzikálna databáza obsahuje takmer 400 000 údajov a výsledky sa spracúvajú a interpretujú softvérom OASIS Montaj (Geosoft Inc. Canada).

Načrtnutie problémov

Úvodom upozorňujeme na to, že problémy, ktorými sa v príspevku zaoberáme, nie sú zoradené hierarchicky a nevystihujú celú šírku a hĺbku interpretačného priestoru.

• Identifikácia zlomov

Tento zdanlivo triviálny geofyzikálny problém hlavne v podmienkach stredohorského reliéfu v okolí kóty Stolica a Kohút, kde sa vyvinula hrubá vrstva sutiny (do 25 m), bolo treba riešiť verifikáciou v teréne, lebo plytší rozostup geoelektrického odporového profilovania (dosahom signálu) často neprekonal sutinový pokryv, resp. bol ním modifikovaný, čo pri interpretácii bez terénneho hodnotenia môže viesť k určeniu chybného sklonu zlomovej štruktúry. Celkove možno konštatovať, že zlomových štruktúr je oveľa viac ako na súčasných akceptovaných mapách a treba ich vyčleniť resp. prisúdiť detegovanej štruktúre istú funkciu. V tomto prípade sa najvýraznejšie prejavujú alpínske resp. rejuvenizované variské fenomény.

• Identifikácia „negranitových hornín" v granitovom prostredí

Tento problém súvisí s predchádzajúcim, lebo niekedy už plytší rozostup geoelektrickej zostavy (hĺbkový dosah do 50 m) signalizuje, že sa pod granitovou sutinou vyskytujú horniny metasedimentárneho charakteru, čo dokumentuje veľmi nízky zdanlivý merný odpor pri súčasnom zvýšení koeficienta zdanlivej polarizovateľnosti. Indikácie sú často širšie ako 1 km (napr. na jv. svahu kóty Stolica). Pri verifikácii v teréne sa v anomálnych zónach zistili sivé až zelenkavé metasedimenty, ktoré sú reliktmi obalu veporika (slatvinské súvrstvie v zmysle Vozárovej a Vozára, 1982).

• „Zdychavská" tektonická zóna, pravdepodobne príkrovového charakteru resp. charakteru strižnej zóny, ktorá má karpatský význam, je najlepšie identifikovateľná v magnetickom poli (magnetický pripovrchový prejav svorového komplexu s postupným plytkým zahĺbovaním na JV až do lubenickej línie). Podľa jej identických príznakov (hranica medzi kladným a záporným magnetickým poľom) ju smerom na V v rámci centrálnych Západných Karpát možno spájať s margecianskou líniou. Veľmi dobre preukázateľné je aj jej pokračovanie na Z až do panónskeho bloku.

• Pozícia vysokomagnetických hornín (v spodnej časti svorového komplexu) vo vertikálnom rozmere naznačuje, že tento objekt je typickým znakom komplexu svorových hornín a skladá sa z asociácie grafitických metakvarcitov, ojedinele serpentinitov a karbonátov. V geofyzikálnom obraze sa to prejavuje vyšším až vysokým magnetickým poľom a vysokou polarizovateľnosťou. (Potvrdilo sa,

že nie všetky členy „svorového komplexu" sú magnetické a polarizovateľné.) Predpokladáme, že sa magnetit tvorí pri tektonometamorfných procesoch. Časť magnetických vlastností hornín spodnej časti svorového komplexu vyplýva aj z prítomnosti polôh bohatých na pyrotit, ako to potvrdil vrt KH-1 v oblasti Katarínskej Huty (Kováčik a Husák, 1996).

• Granitové teleso tvoriace intrúzie porfyrických granitov, ktoré je centrálnou časťou masívu Kohúta a Stolice, na V od Revúcej má podľa geofyzikálnych indícií a podrobného geologického mapovania formu lakolitu (Hraško et al., 2001). Takýmto príkladom je aj výskyt polarizovateľných objektov (tmavej kvarcitickej ruly) v sv. časti územia pod kótou Príslop (1165 m; Kucharič et al., 2001a) alebo v údolí Zlatnianskeho potoka a Poltarice v oblasti Českého Brezova a Zlatna v podloží granitu dubovského typu. Tento vyššiemetamorfovaný rulovo-migmatitový komplex s vložkami grafitických polôh vystupuje v podloží lakolitov granitových intrúzií.

• Usporiadanie takmer všetkých geofyzikálnych polí (vrátane gravimetrie) naznačuje zreteľnú pásmovú geologickú stavbu oblasti v smere SV–JZ narušenú priečnymi líniami smeru SZ–JV. Signifikantné zastúpenie majú aj geofyzikálne polia smeru V–Z a S–J. Smerom na JZ postupne výrazne rastú hustotné parametre (prejav hlbších častí kôry).

• Variská geologická stavba sa prejavuje prevažne subhorizontálne uloženými horninovými sekvenciami, miestami transformovanými do strmých stavieb sprevádzaných intenzívnou spodnokarbónskou granitizáciou.

• Väzba anomálneho rastu poľa indukovanej polarizácie na pruhy grafitických metakvarcitov má regionálne rozšírenie, dosahuje dĺžku niekoľkých km a z praktického hľadiska sú takéto objekty zaujímavým potenciálnym ložiskovým (objekty v svorovom i rulovo-migmatitovom pásme). Zóny anomálií tohto poľa sú miestami sprevádzané geochemickými anomáliami sekundárnej aj primárnej aureoly. Takou je napr. sinecká strižná zóna (Németh et al., 2004) a prostredie medzi ňou a zdychavskou zónou.

• Hlbinný magnetický účinok „rochovského granitového telesa" je ukončený pásmom magnetických anomálií povrchového typu spôsobených pravdepodobne pyrotitom. Takáto oblasť je detegovaná len v severnom endokontakte granitu.

• Podľa morfológie tiažového a magnetického poľa možno zakorenenie rochovského granitu lokalizovať do zdychavskej zóny, čo dokumentuje gravimagnetické modelovanie 2D. Oprávnenosť takejto interpretácie sa bude testovať v nasledujúcom období.

Podobným spôsobom (gravimetrickým a magnetometrickým súčasne) sa budú modelovať všetky výrazné fyzikálne anomálie, čím sa získa skelet na tvorbu hlbšej predstavy tohto regiónu, ktorý sa bude vypĺňať výsledkami ďalších metód.

Záver

Ako sme už uviedli v úvode, problémy načrtnuté v príspevku nepokrývajú celú šírku problematiky, ktorou sa treba v sledovanej oblasti zaoberať. Je zrejmé, že sa pri riešení budú niektoré problémy v závislosti od výsledkov geologického mapovania, petrológie, datovania, vzájomnej vizualizácie geochemických a geofyzikálnych polí modifikovať.

Veľmi dôležité je, že sa vybudovala databáza údajov, ktorá bude slúžiť aj mimo rámca prebiehajúceho projektu na ďalšie, nadstavbové interpretácie v závislosti od trendu a tendencií v geologickom výskume. Už teraz je zrejmé, že výsledky použitého komplexu metód podstatne ovplyvnia konštrukciu novej geologickej mapy študovaného územia.

Literatúra

Grecula, P., Bezák, V., Cicmanová, S., Gargulák, M., Hraško, L., Kubeš, P., Petro, M., & Rusinová, J., 1999: Hodnotenie geologicko-surovinového potenciálu oblasti Slovenské rudohorie-západ. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Hraško, L., Kucharič, L., Ivanička, J., Madarás, J., Šiman, P., Kubeš, P., Fiľo, M. & Filová, I., 2001: Stavba hercýnskych granitoidov vo východnej časti kohútskeho pásma – predbežné výsledky geofyzikálno-geologických prác. Abstrakt – zjazd SGS Banská Štiavnica. *Mineralia Slov., 3, 310–311.*

Kováčik, M., & Husák, L., 1996: Petrograficko-geochemická charakteristika, hydrotermálne ovplyvnenie a magnetické vlastnosti hornín z vrtu KH-1. Čiastková záverečná správa. Projekt. Regionálny geologický výskum Slovenska, V. etapa. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Kubeš, P., ed., Bielik, M., Daniel, Š., Čížek, P., Fiľo, M., Gluch, A., Grand, T., Hrušecký, I., Kucharič, L., Medo, S., Pašteka, R., Smolárová, E., Šefara, J., Tekula, B., Ujpál, Z., Valušiaková, A., Bezák, V., Dublan, Š., Elečko, M., Határ, J., Hraško, L., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Kohút, M., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M., Šimon, L. & Vozár, J., 2001: Atlas geofyzikálnych máp a profilov. Záverečná správa. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Kucharič, L., Fiľo, M., & Kubeš, P., 2001: The induced polarization and conductivity anomaly underneath the crystalline complex of the Southern Veporicum unit and its interpretation. *Contribution to the Geophysics & Geodesy, 31, special issue, Geophysical Institute SAV.*

Kucharič, L., Fiľo, M., & Kubeš, P., 2001a: A geological pattern of the NE part of Veporicum through lens of geophysical data. Abstract. Western Carpathians and European Hercynides. International conference Osrblie, Slovakia.

Kucharič, L., & Hraško, L., 2003: Veporicum. New geophysical maps and outline of geological interpretation. *Contribution to the Geophysics & Geodesy, 33, special issue, Geophysical Institute SAV.*

Németh, Z., Prochaska, W., Radvanec, M., Kováčik, M., Madarás, J., Koděra, P., & Hraško, L., 2004: Magnesite and talc origin in the sequence of geodynamic events in Veporicum, Inner Western Carpathians, Slovakia. *Acta Petrologica Sinica, China, 20, 4, 837–854.*

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

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 243–245

Nové geochronologické údaje granitov kryštalinika Malej Fatry

MARTIN HRDLIČKA[1], IGOR BROSKA[1], PAVOL SIMAN[2] a JAN KOŠLER[3]

[1]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava 45, Slovenská republika
[2]Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
[3]Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů, Přírodovědecká fakulta UK, Albertov 6, 128 43 Praha 2, Česká republika

(Doručené 13. 5. 2005)

New geochronological data from granitoids of Malá Fatra crystalline basement

The Malá Fatra Mts. granitoid pluton is built with two principal petrographic types of rocks: tonalites and granodiorites. New U-Pb dating of separated zircons gave concordant age 346 ± 10 Ma and U-Pb-Th dating on separated monazites the age 321 to 334 ± 14 to 23 Ma for both granitoid types of Malá Fatra Mts. The lower U-Pb-Th ages on separated monazites are caused by chemical reequilibration in monazite structure being a result of post-magmatic processes. The presented data show that Malá Fatra granitoid pluton originated by one magmatic act in the frame of Lower Carboniferous I-type suite of granitoids of Western Carpathians.

Key words: granite, monazite, zircon, geochronology, Malá Fatra Mts., Variscan

Úvod a geologická pozícia

Granitoidné horniny jadrového pohoria Malá Fatra tvoria súčasť tatrickej superjednotky Západných Karpát. Ako v prípade všetkých západokarpatských variských plutónov je malofatranský granitoidný plutón situovaný v staršom metamorfnom plášti skladajúcom sa z ortorúl, metapelitov, metabazitov a amfibolického peridotitu (napr. Hovorka et al., 1985; Janák a Lupták, 1997).

Granitoidné horniny Malej Fatry predstavujú široký rozsah plutonických hornín – od tonalitov/dioritov po monzogranity. Podľa geológie a petrografie sa tieto horniny rozdelili na hybridný a na „relatívne mladší" mágurský typ (Ivanov a Kamenický, 1957). V okrajovej časti kryštalinika Krivánskej Fatry Ivanov a Kamenický (1957), Kamenický et al. (1987) opisujú granity premenené metasomatickými procesmi a zaraďujú ich do mágurského typu. Broska et al. (1997) hybridný typ definovali ako typ I a mágurský ako typ S. Granity typu I sú reprezentované tonalitmi, dvojsľudovými granodioritmi až monzogranitmi, typu S leukokratnými, strednozrnnými až hrubozrnnými granodioritmi, v menšej miere tonalitmi. Celý malofatranský granitoidný plutón postihli alteračné procesy v rôznom stupni intenzity. Dianiška et al. (2002) a Faryad a Dianiška (2003) opisujú formovania granitoidného plutónu v troch etapách: – magmatickej, postmagmatickohydrotermálnej ako výsledok chladnutia magmatického plutónu a metamorfnej.

Staršie konvenčné U-Pb datovanie poskytlo z lokality Dubná skala vek 353 +5; -11 Ma U- (Shcherbak et al., 1990). Prvé Rb-Sr geochronologické analýzy dávajú vek 361 ± 10 Ma (Bagdasaryan et al., 1992), hoci autori konštatujú, že sa exaktný izochrónový vek Rb-Sr pre široký rozptyl nedá jednoznačne určiť. Kohút et al. (1999) stanovili vek granodioritu z lomu Bystričky (východná časť krivánskej oblasti plutónu) na 365 Ma na základe Rb-Sr metódy, pri $^{87}Sr/^{86}Sr$ iniciálnom pomere 0,7063 a $\varepsilon_{Sr}^{(350)}$ (UR) = 31,34, Sm-Nd metódou na 350 Ma a $\varepsilon Nd_{(CHUR)}$ = -2,75.

Nejednoznačné výsledky datovania a otázky vývoja kryštalinika vo viacerých etapách vyvolali potrebu doplniť jestvujúce údaje novým datovaním.

Tento príspevok prináša nové geochronologické a izotopové údaje analyzované rozdielnymi metódami a ich interpretáciu.

Výsledky

Petrografická charakteristika

V Malej Fatre dominujú dva horninové typy – tonality a granity až granodiority, pričom sú tonality reprezentované vzorkou GMF-6a, 12, 13 a 16b. V bázickejších granitoidoch je charakteristický plagioklas, ktorý bazicitou neprekračuje 40 % anortitovej molekuly, kremeň je euhedrálny, polykryštalický, biotit úplne nahrádza sekundárna asociácia minerálov chlorit, titanit, rutil a kremeň. K živec sa vyskytuje iba lokálne a je intersticiálny. Miestami sa nachádza aj bledozelený amfibol. Typický je transparentný apatit a zirkón (v zmysle Pupina, 1980, vyššie subtypy S). Kvantitatívne výrazne prevažuje allanit nad monazitom, vyskytujúcim sa veľmi ojedinele. Prehnit, pumpellyit a granát sa vyskytujú ako produkty postmagma-

tických procesov. Kvantitatívne významné je aj zastúpenie opakových minerálov – ilmenitu, leukoxénu a magnetitu.

Syenity až granodiority zodpovedajú vzorke GMF-9, 11 a 18. Hlavnú minerálnu náplň tvorí plagioklas s bazicitou An_{do35}, kremeň a K živec. K živec je makroskopicky ružový. Biotit býva v dôsledku postmagmatických alterácií premenený na asociáciu minerálov chlorit, titanit, rutil, kremeň a K živec. Akcesorické minerály zastupuje asociácia apatit, zirkón (v zmysle klasifikácie Pupina, 1980, prevažne nižšie subtypy S), monazit, epidot, xenotím, lokálne allanit, granát, prehnit, pumpellyit, opakové minerály (magnetit, sporadicky ilmenit a pyrit). Kvantitatívne monazit prevláda nad allanitom, tvorí žlté až oranžovohnedé subhedrálne kryštály bez okru alebo s okrom z minerálov vzácnych zemín. Pre magnetit ako hlavného reprezentanta Fe-Ti oxidov je charakteristický vyšší obsah ilmenitového komponentu.

Datovania

Vzorka GMF-18 bola datovaná konvenčnou U-Pb metódou laserovým nabudením kryštálov zirkónu, pripravených na analýzu výberom pod mikroskopom vybaveným katódovou luminiscenciou. Zirkóny sú charakteristické magmatickou zonalitou, pričom sa výskyt zdedených jadier nezistil. Výsledné analýzy dávajú konkordantný vek 346 ± 10 Ma a zistená MSWD je 1,17. Stanovené U-Pb veky kombináciou izotopových pomerov zobrazuje tab. 1.

Tab. 1
Výsledky U-Pb datovania separovaných zirkónov metódou LA-ICP-MS vzorky GMF-18
Results of U-Pb dating of separate zircons using LA-ICP-MS method, sample GMF-18

	Vek (Ma)					
Vzorka	$^{207}Pb/^{235}U$	±(σ)	$^{206}Pb/^{238}U$	±(σ)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±(σ)
GMF-18	350	24	**346**	25	389	42

Kryštály monazitu sa datovali chemicky elektrónovou mikrosondou (Montel, 1992) a rovnako ako zirkóny sa vyznačujú zonalitou. U-Pb-Th vek monazitov je v priemere nižší ako vek zistený ostatnými nezávislými metódami. Tak ako tonality aj granodiority a syenity ukazujú podobný vekový rozptyl 321 až 334 ± 4 až 23 Ma (tab. 2).

Tab. 2
Výsledky U-Pb-Th datovania separovaných monazitov granitoidov Malej Fatry
Results of U-Pb-Th dating of separated monazites of the granitoids of Malá Fatra Mts.

Vzorka	Vek (t)	±(2σ)	Počet an.	MSWD
GMF-2b	334	22	8	0,44 (2,07)
GMF-6a	328	18	7	0,63 (2,15)
GMF-9	325	14	8	1,11 (2,07)
GMF-11	331	17	6	1,52 (2,26)
GMF-12	331	21	5	0,77 (2,41)
GMF-13	325	23	5	0,85 (2,41)
GMF-16b	331	9	9	1,77 (2,00)
GMF-18	321	10	9	0,56 (2,00)

Diskusia

Priestorové umiestnenie, prítomnosť dvoch granitových typov s afinitou k typu I a S, ako aj vzťah granitoidov k metamorfovanému kryštaliniku evokujú úvahy o možnej vekovej diskordancii týchto granitoidov (Ivanov a Kamenický, 1957; Kamenický et al., 1987; Broska et al., 1997). Najrozšírenejšie typy (tonality), vyskytujúce sa prevažne v južnej až jv. časti pohoria, sú v priamom intruzívnom kontakte s metamorfovanými horninami kryštalinika. Akcesorické zloženie minerálov tonalitov sa v princípe veľmi podobá akcesorickému zloženiu granodioritov S. Zirkóny s vyššími I. T. (nad 350), prevládanie allanitu nad monazitom a ilmenitu nad magnetitom dávajú tonalitom charakter typu I, kým granodiority vyskytujúce sa prevažne v severnej (krivánskej) časti magmatického plutónu, s čiastočne odlišnou asociáciou akcesorických minerálov, majú afinitu k typom S. Zirkóny sa tu vyznačujú nižšími I. T. (pod 350), monazit prevláda nad allanitom a magnetit nad ilmenitom. Pri kryštalizácii sa z magmatickej taveniny odmiešavala ilmenitová molekula a v magnetite vznikali ilmenitové inklúzie.

Staršie ani nové vekové údaje granitov Malej Fatry nevykazujú očakávanú výraznejšiu variabilitu veku (Ivanov a Kamenický, 1957; Kamenický et al., 1987; Broska et al., 1997). Nový údaj U-Pb datovania spĺňajúci petrografické kritériá mladšieho „magurského" typu granitoidu (sensu Ivanov a Kamenický, 1957) poskytol vek 346 ± 10 Ma, čo je v súlade s geochronologickým datovaním tzv. typov I (353 +5; -11 Ma U-Pb; Shcherbak et al., 1990; 361 ± 10 Ma Rb-Sr; Bagdasaryan et al., 1992; 365 Ma Rb-Sr; 350 Ma Sm-Nd; Kohút et al., 1999).

Hoci chemické datovania U-Pb-Th monazitu dávajú relatívne mladšie veky ako ostatné nezávislé datovania, treba počítať s väčšími chybami merania, ako aj s faktom, že monazity môžu byť vekovo čiastočne anulované (resetované). Separované monazity, často charakteristické zonalitou, boli pri postmagmatických udalostiach značne reekvilibrované, čoho výsledkom je aj vznik sekundárnych vzácnozeminových a na Th bohatých fáz priamo vo fragmentovanej štruktúre monazitu resp. na okrajoch zŕn. Napriek tomu zistené veky, i keď majú značný rozptyl (321 do 334 Ma), indikujú vznik monazitov na hranici spodného a vrchného karbónu. Systematicky nižší monazitový vek potvrdila aj vzorka GMF-18, ktorá sa datovala obidvoma metódami; pričom zirkónový U-Pb konkordantný vek je 346 ± 10 Ma a U-Pb-Th vek monazitov 321 ± 10 Ma.

Podľa výsledkov možno predpokladať, že sa malofatranské granitoidy skladajú z rozličných, ale geneticky príbuzných typov granitoidných hornín resp. vznikajúcich pri jednej tektonometamorfnej udalosti v niekoľkých magmatických pulzoch. Je tiež pravdepodobné, že tonality resp. „hybridné granitoidy", ktoré sú v intruzívnom

vzťahu s metamorfovaným kryštalinikom, majú sčasti iný protolit ako diferencovanejšie granodiority na S. Práve intruzívno-migmatitický vzťah týchto hornín umožňuje predpokladať, že sa niektoré tonality mohli priamo generovať aj migmatitizáciou metamorfovaných komplexov, čo je v súlade s názormi Janáka a Luptáka (1997). Dostupné izotopové dáta (Bagdasaryan et al., 1992; Kohút et al., 1999) naznačujú spodnokôrovo-vrchnoplášťový protolit. Ich na Rb chudobný zdroj je typický pre západokarpatské granitoidy typu I (Kráľ, 1992, 1994).

Keďže Malá Fatra je dôležitým článkom geologickej stavby Západných Karpát, jej spodnokarbónsky vek a horniny typu I zaraďujú granitoidné horniny do suity spodnokarbónskych západokarpatských granitov typu I. Tieto granity sú súčasťou rozsiahlejšej magmatickej udalosti hojne rozšírenej v európskych variscidách (napr. Liew et al., 1990; Janoušek et al., 1995; Downes et al., 1997) ako výsledku spodnokarbónskych kolíznych udalostí (Matte, 2001).

Poďakovanie. Práca bola financovaná z grantu VEGA 4097

Literatúra

Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. Ch., Cambel, B., Kamenický, L., & Macek, J., 1992: Granitoids of the Malá Fatra and Veľká Fatra Mts. Rb/Sr isochron geochronology (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 43, 21–25.*

Broska, I., Petrík, I., & Benko, P., 1997: Petrology of the Malá Fatra granitoid rocks (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath., 48, 27–37*

Dianiška, I., Broska, I., Hrdlička, M., Kubiš, M., & Uher, P., 2002. Petrografia mineralógia a geochémia plutonických hornín Malej Fatry (profil tunela Višňové – Dubná Skala). *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 68.*

Downes, H., Shaw, A., Williamson, B. J., & Thirlwall, 1997: Sr, Nd and Pb isotopes of Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif Central, France. *Chem. Geol. 136, 99–122.*

Faryad, S. W., & Dianiška, I., 2003: Ti-bearing andradite-prehnite-epidote assemblage from the Malá Fatra granodiorite and tonalite (Western Carpathians). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 83, 47–56.*

Hovorka, D., Ivan, P., Kratochvíl, M., Reichwalder, P., Rojkovič, I., Spišiak, J., & Turanová, L., 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians. *GÚDŠ Bratislava, 1–258.*

Ivanov, M., & Kamenický, L., 1957: Bemerkungen zur Geologie und Petrographie des Kristallinikums des Gebirges Malá Fatra. *Geol. Práce, Zoš., 45, 187–212.*

Janák, M., & Lupták, B., 1997: Pressure-temperature conditions of high-grade metamorphism and migmatitization in the Malá Fatra crystalline complex, the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 78, 287–302.*

Janoušek, V., Rogers, G., & Bowes, D. R., 1995: Sr-Nd isotopic constraints on the petrogenesis of the Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Geol. Rdsch., 84, 520–534.*

Kamenický, L., Macek, J., & Krištín, J. 1987: Príspevok k petrografii a geochémii granitoidov Malej Fatry. *Mineralia Slov., 4, 311–324.*

Kohút, M., Kotov, A. B., Salnikova, E. B., & Kovach, V. P., 1999: Sr and Nd isotope geochemistry of Hercynian granitic rocks from the Western Carpathians: Implication for granite genesis and crustal evolution. *Geol. Carpath., 50, 477–487*

Kráľ, J., 1992. Náčrt evolúcie izotopov stroncia v kryštaliniku tatrika a veporika. *Mineralia Slov., 3–4, 197–208.*

Kráľ, J., 1994: Strontium isotopes in granitic rocks of the Western Carpathians. *Mitt. Österr. Geol. Gesell., 86, 75–81*

Liew, T. C., Finger, F., & Höck, V., 1990: The Moldanubian granitoid plutons of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their environmental settings. *Chem. Geol., 76, 41–55.*

Matte, P., 2001: The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: *A review, Terra Nova, 13, 122–128.*

Montel, J. M., 1993: A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chem. Geol., 110, 127–146.*

Pupin, J. P., 1980: Zircon and granite petrology. *Contr. Mineral. Petrology 73, 207–220.*

Shcherbak, N. P., Cambel, B., Bartnitsky, E. N., & Stepanyuk, L. M., 1990: U-Pb age of granitoid rock from the quarry Dubná skala – Malá Fatra Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41 407–414.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 246–248

Násunové štruktúry silicika v gombaseckom lome

STANISLAV JACKO ml.[1], TIBOR SASVÁRI[2] a JULIÁN KONDELA[2]

[1]Katedra geológie a mineralógie Fakulty BERG Technickej univerzity,
Letná 9, 040 01 Košice, Slovenská republika; stano.jacko@tuke.sk
[2]Katedra ložiskovej a aplikovanej geológie Fakulty BERG Technickej univerzity,
Letná 9, 040 01 Košice, Slovenská republika

(Doručené 26. 5. 2005)

Overthrust structures of Silicicum in the Gombasek open pit

The Silica nappe in the Gombasek open pit is built with Wetterstein limestones. In reactivated limestone bedding the slices of Upper Cretaceous Gombasek Beds are tectonically incorporated. The studied striations revealed the south-vergent orientation of overthrusts. The overthrust planes are segmented by the duplex system having the orientation ENE–WSW

Key words: Silica nappe, Gombasek Beds, south-vergent overthrusts

Úvod

Povrchový lom Slavec-Gombasek je situovaný v silickom príkrove Vnútorných Západných Karpát. Silický príkrov v Slovenskom krase tvoria čiastkové príkrovy a šupiny s vergenciou na S (Mello et al., 1997). Vrchnokriedový presun príkrovových telies bol pravdepodobne viacetapový (ibidem, Plašienka, 1999). Včlenenie senónsko-kampánskych bridlíc do násunových štruktúr v študovanom území a zvrásnenie eocénno-oligocénneho somodského súvrstvia v Turnianskej kotline (Elečko a Vass in Mello et al., 1997) dokumentujú výrazné deformácie čiastkových štruktúr silicika aj v terciéri.

Geologická stavba územia

Lom Slavec-Gombasek je otvorený na južnom okraji Plešivskej planiny (obr. 1). Vrstvový sled silicika zastupuje len litofácia *wettersteinských vápencov* ladinsko-kordevolského veku. Vrchnokriedové (santónsko – kampánske) *gombasecké vrstvy* sú z hľadiska presunu silického príkrovu popríkrovovou jednotkou.

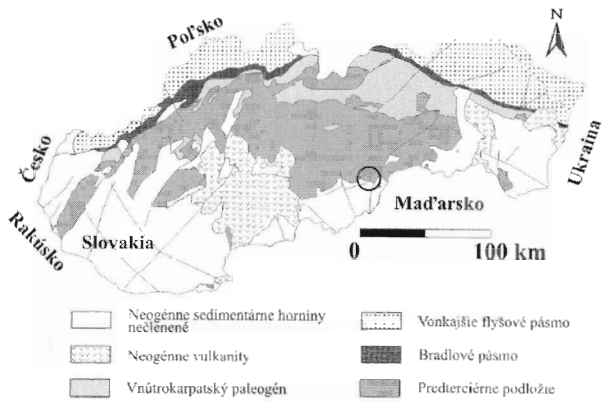
Podstatnú časť ložiska buduje masívny biely a bielosivý *wettersteinský vápenec* s bohatou strednotriasovou faunou (porov. Bystrický, 1964; Mello et al., 1997). Vápencové vrstvy sú lavicovité až doskovité, hrubé 0,3 až 1,5–2 m. Vrstvovitosť generálne sleduje smer SV–JZ a má mierny monoklinálny sklon 10–20°na SZ. Vrstvové plochy sa tektonicky reaktivovali a potom porušili. Podľa štruktúrnych, ako aj stratigrafických záznamov je zrejmé, že terajšia hrúbka vápencového komplexu v lome nezodpovedá pôvodnej. Výrazné zhrubnutie celého profilu vápencových litofácií je výsledkom vývoja popríkrovových deformácií.

Gombasecké vrstvy sú z tmavých bridlíc a z pieskovca (obr. 2), sú známe len z tohto lomu a vystupujú v ňom vo forme medzivrstvových šošoviek alebo nepravidelných polôh. Pieskovec je tmavosivý až žltohnedý, jemnozrnný až strednozrnný, lavicovitý, s hrúbkou lavíc niekoľko cm. Ílovec až kalovec sú tmavé a jemne sa rozpadávajú. Vo vrstvách sú zvyšky santónsko-kampánskej makrofauny (Mello a Snopková, 1973). Polohy gombaseckých vrstiev sú najčastejšie v bazálnej časti lomu a tam majú aj najväčší rozsah. Výškový rozdiel medzi polohami je od 10 do 30 m a smerom do nadložia dosahuje až 150 m. Ich pozícia voči polohám wettersteinského vápenca je sčasti tektonická.

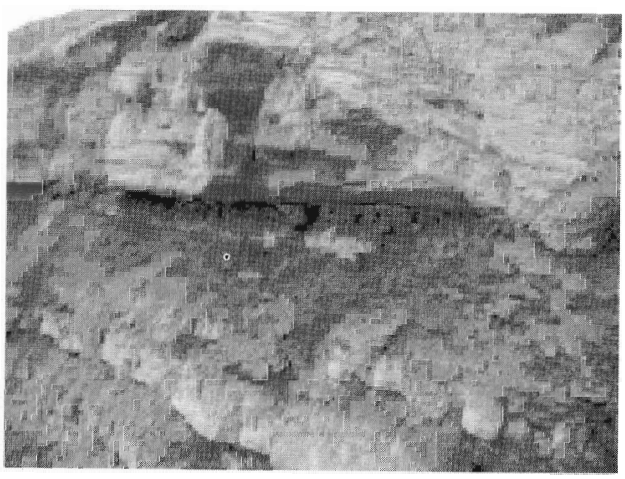
Primárne štruktúry litofácií, t. j. vrstvovitosť wettersteinského vápenca a gombaseckých vrstiev, možno sledovať len v reliktoch. Plochy vrstvovitosti sa tektonicky reaktivovali, využili ich násunové štruktúry, ktoré sú zároveň najstaršími tektonickými štruktúrami v lome, a zvýrazňujú ich tektonizované polohy gombaseckých vrstiev v medzivrstvových plochách wettersteinského vápenca. Najväčšie polohy gombaseckých vrstiev sú v spodných etážach, ako aj na východnom okraji lomu. Smerom k vyšším etážam sú tektonicky vyvalcované a dezintegrované. Je zrejmé, že gombasecké vrstvy, ktoré pôvodne tvorili jeden horizont, dnes dokumentujú „sendvičovitú" stavbu územia. Smer vrstiev je S–J so sklonom 26° na Z, pričom vo vyšších etážach sú plochy vrstvovitosti tektonicky rotované a majú smer od V–Z po SSZ–JJV so sklonom 35–60° na S až SVV. Rozdielnu orientáciu majú aj plochy sunutia šupín silického príkrovu, čo je nesporne výsledok naložených duplexových štruktúr (obr. 3).

Záverečné poznámky

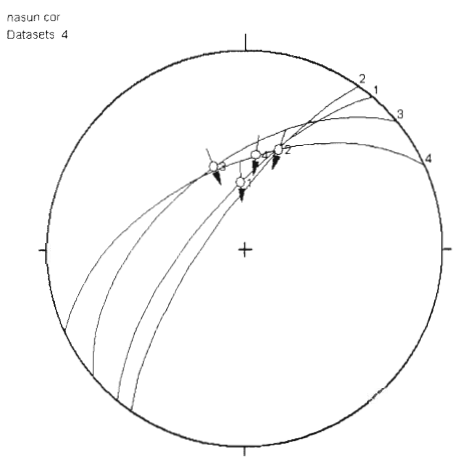
Štruktúrne dáta z lomu Gombasek poukazujú na veľmi široký tektonický inventár, ktorý sa zrejme vyvíjal v niekoľkých štádiách deformácie aj po presune silického príkrovu. Relikty násunových plôch sú v lome zastúpené len ojedinele a z ich analýzy vyplýva, že sa priestor skra-



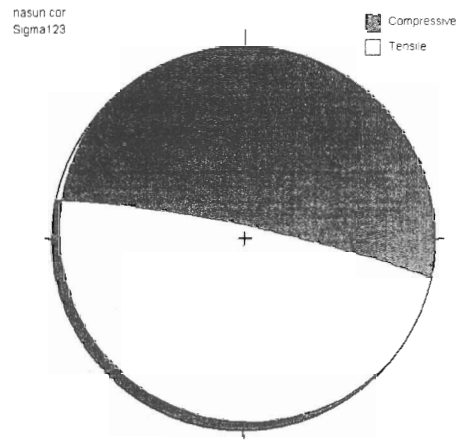
Obr. 1. Geologická mapa s lokalizáciou študovaného územia.
Fig. 1. Geological map with location of studied area.



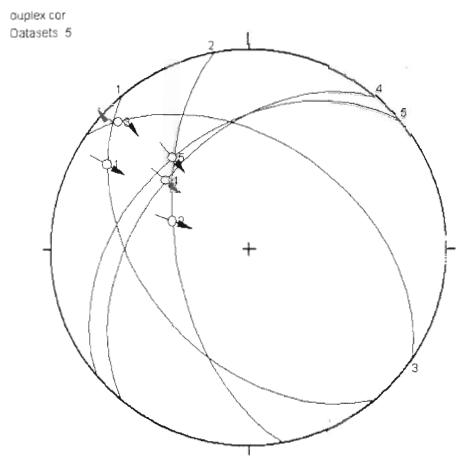
Obr. 2. Gombasecké vrstvy, striedanie polôh svetlého pieskovca a tmavého ílovca.
Fig. 2. Gombasek Beds, alternation of light-coloured sandstone and dark claystone.



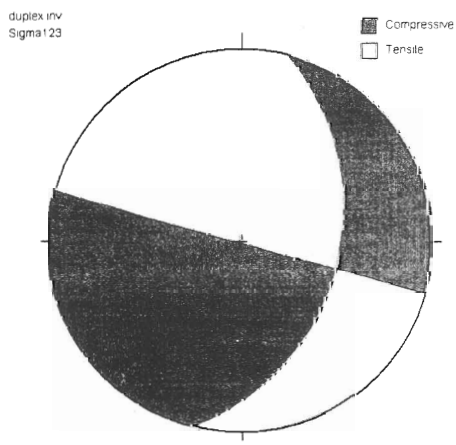
Obr. 3. Tektonogram násunových plôch s lineáciami.
Fig. 3. Tectonic diagram displaying overthrust planes with lineations.



Obr. 4. Diagram orientácie kompresných a extenzných sektorov násunových plôch.
Fig. 4. Diagram with orientation of compression and extension sectors of overthrust planes.



Obr. 5. Tektonogram plôch duplexov s lineáciami
Fig. 5. Tectonic diagram of duplexes with lineations.



Obr. 6. Diagram orientácie kompresných a extenzných sektorov na duplexových štruktúrach.
Fig. 6. Diagram displaying the orientation of compression and extension sectors on duplex structures.

coval na plochách smeru SV–JZ so sklonom 45° na SZ (obr. 3) v kompresnom poli s orientáciou smeru S–J (obr. 4). Litológiu lomu silno porušuje systém duplexov s orientáciou maximálneho kompresného napätia smeru VSV–ZJZ (obr. 6). Duplexové domény v študovanom odkryve okrem iného spôsobili aj opakovanie sledu vrstiev wettersteinského vápenca a gombaseckých vrstiev.

Poďakovanie. Ďakujeme vedeniu spoločnosti Carmeuse Slovakia, s. r. o., za umožnenie publikovať získané výsledky a MŠ SR za finančné prostriedky z grantu 1/2170/05 a 1/2164/05, ktoré sa použili na výskum a prípravu tohto príspevku.

Literatúra

Bystrický, J., 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. *Bratislava, ÚÚG, 204.*

Mello, J., & Snopková, P., 1973. Vrchnokriedový vek v dutinách triasových vápencov gombaseckého lomu. *Geol. Práce, Spr., 61, 239–253.*

Mello, J., Elečko, L., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., & Vozárová, A., 1997: Geologic map of the Slovenský Kras Mts. 1 50 000. *Bratislava, GSSR, 7–255.*

Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja Centrálnych Západných Karpát. *Bratislava, Veda, 9–125.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 249–251

Ekonomické výskyty magnezitovej a mastencovej mineralizácie na Slovensku – výsledok priaznivej interakcie protolitu a geodynamickej evolúcie

ZOLTÁN NÉMETH[1], MARTIN RADVANEC[2], WALTER PROCHASKA[3], PETER KODĚRA[4], MARTIN KOVÁČIK[4], JÁN MADARÁS[4] a ĽUBOMÍR HRAŠKO[4]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice; Slovenská republika
nemeth@gssr-ke.sk
[2]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Markušovská cesta 1, 052 01 Spišská Nová Ves
Slovenská republika
[3]Department of Geological Sciences, University of Leoben, A-8700 Leoben, Austria
[4]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika

(Doručené 6. 4. 2005)

Economic occurrences of magnesite and talc mineralization in Slovakia: The result of favourable interaction of protolith and geodynamic evolution

The article interconnects petrological and fluid inclusion data with tectonic and microstructural data into the complete genetic model for magnesite and talc mineralization hosted by Carboniferous protolith. The investigation benefited also from the recent knowledge about geodynamic evolution of wider contact zone of Gemericum and Veporicum.

Key words: magnesite, talc, Sinec zone, Ochtiná zone

Úvod

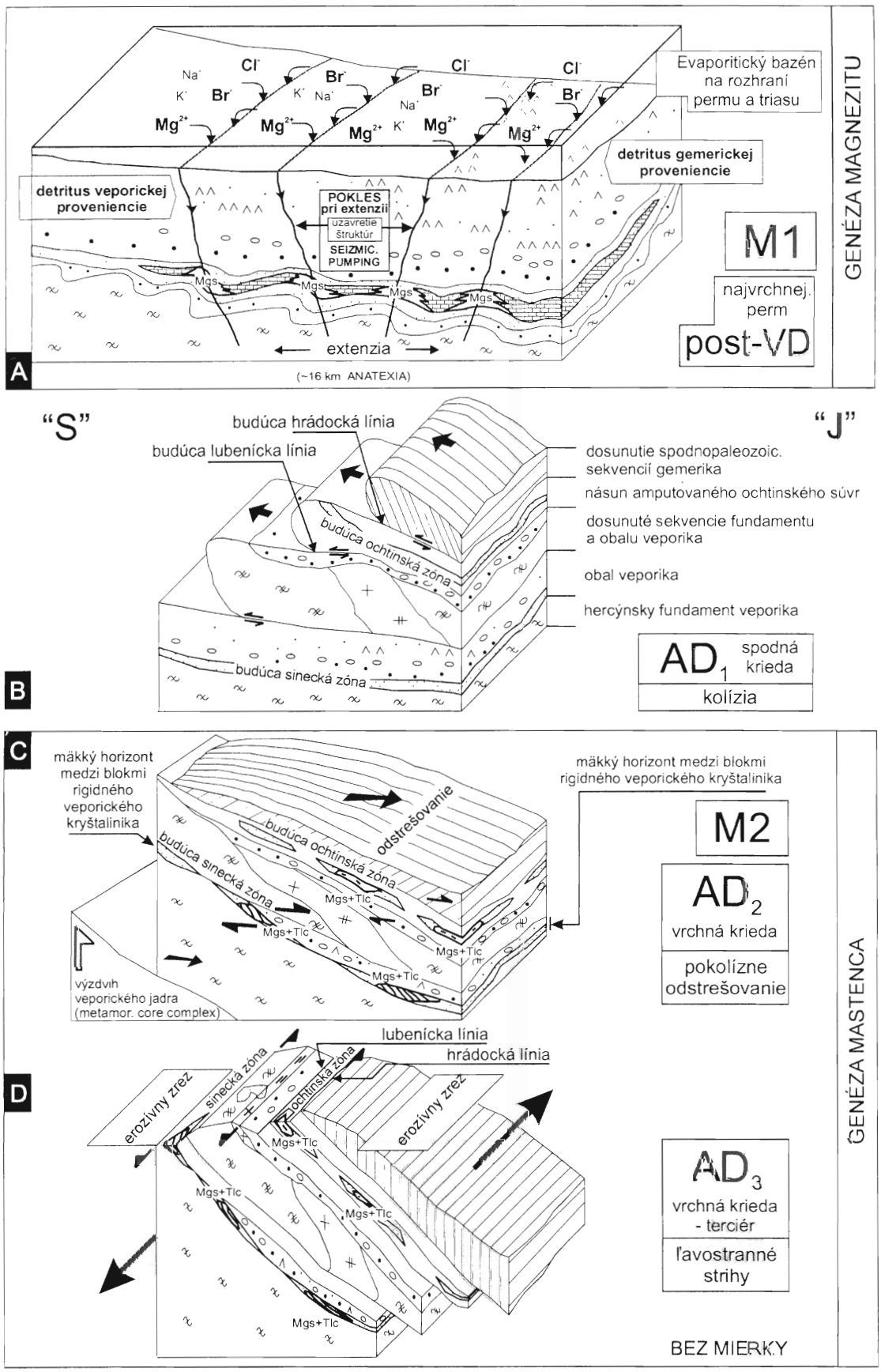
Genézu magnezitovej a mastencovej mineralizácie viažucu sa na karbónsky protolit sme študovali v dvoch samostatných zónach v širšom priebehu západnej stykovej zóny veporika a gemerika. Severná, *sinecká magnezitovo-mastencová zóna* (s hlavnými ložiskami Kokava, Sinec, Samo a Hnúšťa-Mútnik; jej priebeh korešponduje so sineckou strižnou zónou ako časťou zdychavského strižného systému), je charakteristická ekonomickými akumuláciami magnezitu a mastenca, kým dominujúci magnezit a len mineralogické výskyty mastenca sú charakteristické pre južnú, *ochtinskú zónu* (hlavné ložiská: Dúbravský masív, Lubeník, Ochtiná, Sirk, Ploské, Poproč; korešponduje s priebehom ochtinského súvrstvia v západnej stykovej zóne gemerika a veporika). Nové dáta o magnezitovo-mastencovej mineralizácii (petrológia, fluidné inklúzie, tektonické a mikroštruktúrne dáta) pomohli vytvoriť jej komplexnú evolučnú schému.

Genéza magnezitu

Magnezit v obidvoch zónach vznikol postupným nahrádzaním kalcitu v karbónskom vápenci dolomitom a magnezitom pri metamorfnom procese M1 vo vrchnom perme a na jeho rozhraní s triasom. Na datovanie tohto procesu sme použili známe superpozičné vzťahy novoveského súvrstvia s evaporitmi. V sineckej zóne sa karbonátovou termometriou pre M1 zistila teplota 280–400 °C, v ochtinskej 370–420 °C (Radvanec a Prochaska, 2001; Koděra a Radvanec, 2002). Trend evaporitizácie a nízky molárny pomer Cl/Br vs. Na/Br vo fluidných výluhoch (Prochaska in Németh et al., 2004) potvrdili, že Mg pri magnezitizácii poskytovali vrchnopermské soľanky z bazénov, ktoré boli produktom variskej postkolíznej (post-VD) regionálnej extenzie. Soľanky, ktorých penetráciou karbonátovými telesami vznikli neskôr magnezitové ložiská Dúbrava, Miková a Jedľovec (a s. l. aj celej ochtinej magnezitovej zóny), mali mierne nižšiu salinitu a homogenizovali sa pri nižšej teplote ako soľanky ložiska Hnúšťa-Mútnik. To by mohlo indikovať relatívne distálnejšiu pozíciu karbonátov neskorších ložísk v ochtinskej zóne ako v prípade marginálnejšej pozície karbonátov ložísk sineckej zóny. Mikrotermometriou a izochorickými obálkami fluidných inklúzií zistené P-T charakteristiky nahrádzania Mg (Koděra a Radvanec, 2002) indikujú prekrytie karbonátových šošoviek hrubým stĺpcom sedimentov a vulkanitov vrchného karbónu a permu. Soľanky po extenzných fraktúrach zostupovali v krehkom režime. Objemovú difúziu Mg iónov telesom spodnokarbónskeho vápenca pri nahrádzaní umožnil kontrast reologicky mäkkej a plastickej monominerálnej kalcitickej šošovky voči reologicky tvrdším polyminerálnym horninám v podloží a nadloží karbonátovej šošovky. Difúziu Mg iónov akceleroval seizmický pumping vyvolaný epizodickým uzatváraním extenzných zlomov pri poklese horninových blokov oddelených zlomami v krehkom režime.

Genéza mastenca

Mastenec sa vytvoril v časovo oddelenej mladšej tektonometamorfnej udalosti (M2; l. c.). Datovanie minerálov



Obr. 1. Genéza magnezitu a mastenca v sineckej aj ochtinskej zóne je dvojstádiálnym procesom. Magnezit vznikal pri metamorfóze M1 v post-VD deformačnom štádiu v najvrchnejšom permе a na jeho rozhraní s triasom a mastenec pri procese M2 (AD_2; vrchná krieda). Rozdielne charakteristiky mastencovej mineralizácie v obidvoch zónach spôsobil rozdielny metamorfný a deformačný gradient počas genézy mastenca.

Fig. 1. Genesis of magnesite and talc in Sinec and Ochtiná zones is a two-phase process. Magnesite originated during metamorphic phase M1 in post-VD deformation phase in the uppermost Permian and its boundary with Triassic. Talc is a product of metamorphic process M2 (deformation phase AD_2, Upper Cretaceous). Differing characteristics of talcose mineralization were caused by differing metamorphic and deformation gradient in both zones during talc genesis.

syngenetických s mastencom (svetlej sľudy, biotitu a amfibolu; Maluski in Kováčik et al., 1996; Kováčik a Maluski, 1995, a i.) rovnako ako mikroštruktúrne dáta asociujú vznik mastenca s alpínskou vrchnokriedovou tektonotermálnou udalosťou AD_2. Termálne účinky, regionálna extenzia (odstrešovanie) a vznik fluidného toku prestupujúceho cez kôrové diskontinuity v otvorenom systéme počas štádia AD_2 boli dôsledkom alpínskeho kolízneho (AD_1) zhrubnutia kontinentálnej kôry – severovergentnej imbrikácie a násunov v rámci kohútskej zóny veporika, amputácie a prešmyknutia ochtinského súvrstvia s nadložným zlatníckym a hámorským súvrstvím na obalovú revúcku skupinu južného veporika rovnako ako severovergentného dosunutia spodnopaleozoických hornín gelnickej skupiny gemerika na uvedené horninové sledy.

Výskum v *sineckej strižnej zóne*, kde boli dolomitovo-magnezitové šošovky (magnezitizácia v post-VD štádiu M1) a ich sprevádzajúce litotypy v štádiu AD_1 zasendvičované medzi kompetentné bloky kryštalinika, doložil v štádiu AD_2 prestupujúcu steatitizáciu a vznik mastenca v extenzných mikroštruktúrach pri 490–540 °C a 240–330 MPa (metamorfný proces M2; Koděra a Radvanec, 2002; Németh et al., 2004). Ochtinská zóna (ložisko Dúbrava a Miková) bola pri procese M2 vo vzdialenejších periférnych častiach od zdroja tepla (horúcej línie), čo potvrdili aj karbonátovou termometriou zistené nižšie hodnoty P-T, prakticky neodlíšiteľné od hodnôt pri M1.

Ekonomická akumulácia mastenca v sineckej zóne je produktom antitetických strihov v deformačnom štádiu AD_3, ktoré bolo priamym pokračovaním štádia AD_2 (zmena kinematiky z extenzného odstrešovania do transpresných strihov). Steatitizácia bola veľmi výrazná v severnej magnezitovo-mastencovej zóne (sinecká strižná zóna), lokalizovanej bližšie k veporickej osi extenzie (horúcej línii). Smerom k jej periférnym častiam (ochtinská magnezitová zóna) účinky metamorfného procesu M2 a steatitizácia slabli.

Záver

Genéza magnezitu a mastenca v ochtinskej a sineckej zóne je výsledkom priaznivej interakcie protolitu a geodynamickej evolúcie v širšom okolí stykovej zóny gemerika a veporika.

Genézu magnezitu vo vrchnom perme až po rozhranie permu a triasu determinovali nasledujúce javy:

1. Existencia vrstiev spodnokarbónskeho primárneho šelfového vápenca prekrytých hrubým stĺpcom sedimentov vrchného karbónu a permu s evaporitickým bazénom v nadloží.

2. Zostup soľaniek po extenzných zlomoch, ktoré v hĺbke penetrovali horizont vrstiev primárneho vápenca. Postkolízne extenzné prostredie podmienil vysoký geotermálny gradient (genéza anatektického granitu typu S, vulkanizmus). V závislosti od rozdielov v reológii monominerálneho kalcitického vápenca (reologicky mäkká litológia) a polyminerálnych obklopujúcich hornín (tvrdá litológia) bola umožnená objemová difúzia Mg iónov vo vápencoch v plastickom režime (metamorfný proces M1). Pretlak fluíd spôsobili epizodické poklesy nadložia v extenznom režime a uzavretie zlomov (seizmický pumping).

Genetická spätosť mastenca s vrchnokriedovým odstrešovaním (deformačné štádium AD_2; metamorfný proces M2) sa zistila mikroštruktúrnou analýzou. Generácia syngenetických minerálov s mastencom geochronológiou vykázala vrchnokriedový vek.

1. Pri spodnokriedovej severovergentnej kolíznej imbrikácii sa horniny sineckej zóny zasendvičovali medzi bloky kryštalinika (reologicky najtvrdšia litológia) rovnako ako horniny ochtinskej zóny medzi juhoveporický obal a gelnickú skupinu gemerika. Litológia sineckej a ochtinskej zóny s telesami magnezitu na rozdiel od ich podložia a nadložia reprezentovala reologicky mäkké prostredie, pričom v sineckej zóne išlo o väčší reologický kontrast ako v ochtinskej (zovretej relatívne reologicky mäkkými sedimentmi a vulkanickými produktmi). Tento kontrast sa prejavil genézou ekonomických akumulácií mastenca (M2; AD_2) v sineckej a len jeho mineralogickými výskytmi v ochtinskej zóne. Teplo spôsobujúce metamorfózu M2 je výsledkom postkolíznych termálnych efektov.

2. Kinematika odstrešovania v štádiu AD_2 v širšom okolí západnej stykovej zóny gemerika s veporikom kontinuálne konvertovala do sinistrálnych strihov aktiváciou pôvodných diskontinuít. Tie spravidla pomohli dotvoriť a rozšíriť štruktúry s mastencovou mineralizáciou (vznik znečisteného, tzv. technického mastenca).

Literatúra

Koděra, P., & Radvanec, M., 2002: Comparative mineralogical and fluid inclusion study of the Hnúšta-Mútnik talc-magnesite and Miková-Jedľovec magnesite deposit (Western Carpathians, Slovakia). *Bol. paranaense Geociênc (Curitiba, Brasil), 50, 131–150.*

Kováčik, M., Kráľ, J., & Maluski, H., 1996: Alpínsky metamorfný a termochronologický vývoj juhoveporických predalpínskych metamorfitov. *Mineralia Slov., 3, 185–202.*

Kováčik, M., & Maluski, H., 1995: Alpine reactivation of the Eastern Veporic basement metamorphites (Western Carpathians). *Terra Nova abstr. Suppl., 7, 1, 45.*

Németh, Z., Prochaska, W., Radvanec, M., Kováčik, M., Madarás, J., Koděra, P., & Hraško, Ľ., 2004: Magnesite and talc origin in the sequence of geodynamic events in Veporicum, Inner Western Carpathians, Slovakia. *Acta petrol. sin., 20, 4, 837–754.*

Radvanec, M., & Prochaska, W., 2001: Successive replacement of Upper Carboniferous calcite to dolomite and magnesite in Dúbrava magnesite deposit (Western Carpathians, Slovakia). *In: M. Radvanec, A. C. Gondim & Z. Németh (eds.): IGCP 443 Newsletter No. 1. Mineralia Slov., 6, 517–525.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 252–254

Východoslovenská panva vo svetle nových poznatkov

DIONÝZ VASS[1], MICHAL ELEČKO[2], JURAJ JANOČKO[3], STANISLAV KAROLI[4], MIROSLAV PERESZLÉNYI[5], IGOR TÚNYI[6], ADRIENA ZLINSKÁ[2] a EVA HALÁSOVÁ[7]

[1]Pedagogická fakulta Katolíckej univerzity, Námestie A. Hlinku 56/1, 034 01 Ružomberok, Slovenská republika
[2]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
[3]Katedra geológie a mineralógie Fakulty BERG, Letná 9, 040 01 Košice, Slovenská republika
[4]Moldavská 11, 040 11 Košice, Slovenská republika
[5]Eurogeologic, a. s., Tomášikova 26, 821 01 Bratislava, Slovenská republika
[6]Geofyzikálny ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 28 Bratislava, Slovenská republika
[7]Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovenská republika

(Doručené 20. 5. 2005)

East Slovakian Basin in the light of new knowledge

The East Slovakian Basin represents the fore-arc, resp. from Sarmatian the inner-arc basin of Western Carpathians. It is a part of extended Trans-Carpathian Basin, but in its frame it has distinct autonomous position. The East Slovakian Basin informally accounts also Moldava Basin and valley of the Roňava river, formally and genetically belonging to hinterland zone of the Carpathians, the Nyírség Basin (Vass, 2002).

The East Slovakian Basin opened and infilled during Neogene in the vicinity of subduction zone of Outher Carpathians. During Eggenburgian into the space of recent basin interfered the sedimentary space of Central Carpathian Paleogene. The closure of this basin is as reason of compression during Ottnangian.

In the beginning of Karpathian a new basin started to be opened, being generated by thermal heterogenic extension of lithosphere caused by uplift of Pannonian asthenosphere. This subsidence ended by salinity crisis (Soľná baňa Formation). Later, before the end of Karpathian, the basin started opening again by pull-apart regime (Vass et al., 1998). The important rotations of the basin were registered after Karpathian, but mainly after Sarmatian.

The basin till Sarmatian developed as typical shear (pull-apart) basin with all characteristic attributes. In Upper Badenian was the pull-apart regime interrupted with the second salinity crisis (Zbudza Formation; Vass and Čverčko, 1985; Túnyi et al., 2005). Opening of the basin was compensated by synchronous space shortening during overthrusting of Outer Carpathians between Tarnow and Rzesow towns.

At the end of Miocene, with the first indications already in Middle and Late Sarmatian, the mechanism of pull-apart opening decelerated and the basin inversion started. Subsidence progressively lowered. During Pliocene the basin definitively closed.

The cumulative maximal thickness of the basin fill is 8–9 km (Šefara in Šefara, ed., 1987; Vass et al., 2000).

Východoslovenská panva sa ako súčasť transkarpatskej panvy otvárala a zapĺňala v neogéne blízko subdukčnej zóny Vonkajších Západných Karpát v dvoch etapách. V prvej – v egenburgu – do priestoru dnešnej zasahovala panva, v ktorej sa pôvodne ukladali sedimenty centrálnokarpatského paleogénu. Transpresia v tejto etape ovplyvňovala sedimentačné priestory pozdĺž vnútornej strany bradlového pásma, ktoré paleogeograficky komunikovali s panvou v priestore Levočských vrchov a šarišského paleogénu. Územie ovplyvnila transpresia generovaná kosou terciérnou konvergenciou za vzniku transpresnej strižnej panvy (panvy *pull-apartového typu*), ktorá sa otvárala v egenburgu v stresovom poli s maximom kompresie v smere SSV–JJZ a s extenziou v priečnom smere (v dnešných koordinátach). Otváranie kontrolovali zlomy smeru VJV–ZSZ s ľavým a sz. smeru s pravým posunom (Kováč et al., 1994). Na okraji strižnej panvy vznikali delty. Delta pri Lade (Janočko in Kováč et al., 1994) vznikla na strmom tektonicky kontrolovanom svahu v prostredí s vysokou energiou. Deltové sedimenty tvoria vrchnú časť čeľovského súvrstvia. Panva zanikla po kompresii v otnangu.

Nový transtenzný režim panvy (Bezák et al., 2004) so strižnopoklesovými zlomami sa začal v karpate, uprostred neho sa extenzia a s ňou súvisiaca subsidencia prakticky zastavili, panva degenerovala na slané lagúny a v nich vzniklo soľnobanské evaporitové súvrstvie. Pri tlakovom relaxe oblasť panvy rotovala asi 30° proti smeru hodinových ručičiek (ďalej CCW). V neskorom karpate v ranom

bádene sa vytvoril transtenzný tektonický režim a pri veľkej rýchlosti sedimentácie sa v panve hromadili hrubé súbory sedimentov. Tento výrazný rifting sa na konci zapĺňania panvy zmiernil, ale panva sa nikdy nedostala do typického postriftového termálneho štádia (Vass et al., 1988).

O ranom bádene sú informácie z merania krehkých deformácií, ktorých smer kompresie bol SSZ–JJV. V takomto poli vznikli alebo ožili poklesové zlomy smerovo zhodné s kompresiou a ako dokazujú seizmické rezy, boli synsedimentárne. Okrem toho boli aktívne aj zlomy sz. smeru a smeru V–Z, po ktorých prebiehali pravé horizontálne posuny. Na zlomoch ssv. smeru bol ľavý laterálny pohyb. Najdôležitejšie boli zlomy smeru SZ–JV, najmä močiaransko-toplianske, trebišovské a hažínsky zlom. Na seizmických rezoch približne kolmých na tieto zlomy možno vidieť „kvetnú štruktúru" *(flower structure)*, čo je dôkaz o horizontálnych posunoch pozdĺž zlomov.

V strednom bádene aktivita zlomov, otváranie a rýchlosť subsidencie veľmi zoslabli. Morské prostredie, typické pre raný báden, bolo vo vrchnom bádene (Túnyi et al., 2005) vystriedané hypersalinným, v panve nastala druhá kríza salinity a vzniklo ďalšie súvrstvie evaporitov – zbudzké.

Kríza salinity a s tým spätý stresový relax skončili staršiu etapu strižného otvárania panvy. V neskorom bádene sa panva opäť dostala do stresového poľa s výraznou kompresnou zložkou v smere VSV–ZJZ. Príčinu tejto zmeny treba hľadať v zmenách mechanizmu subdukcie vo Vonkajších Západných Karpatoch. Mohol to byť prechod od subdukcie do kolízie pri pokračujúcom vzájomne kosom pôsobení hlavných tlakových vektorov tohto mechanizmu.

Od neskorého bádenu až do stredného sarmatu vývoj panvy kontrolovalo stresové pole s kompresiou v smere VSV–ZJZ a s extenziou smeru S–J. V takýchto podmienkach boli aktívne poklesové zlomy paralelné so smerom kompresie. Pravé horizontálne posuny boli na zlomoch sv. a ľavé sz. smeru. Toto stresové pole nastúpilo po salinitnej kríze, keď bolo hypersalinné prostredie v panve opäť vystriedané morským a panva sa znova začala intenzívne otvárať *pull-apartovým mechanizmom* a subsidovať. Subsidenčné centrá sa premiestnili do centrálnej (vrchný báden) a neskôr do jv. časti panvy (spodný sarmat). Nameraná rýchlosť subsidencie v panve kulminovala pri sedimentácii 390 cm/1000 rokov (Kráľ et al., 1990).

Na konci bádenu pri prechodnom tlakovom relaxe rotoval litosférický blok nesúci východoslovenskú panvu okolo 17–25° CCW (Vass et al., 2000). V sarmate aktivita zlomov pokračovala v nezmenenom stresovom poli.

Nové stresové pole vzniklo na sklonku sarmatu. Jeho extenzná súčasť rotovala do smeru SZ–JV (v dnešných koordinátoch), čo umožnilo dextrálne pohyby na zlomoch smeru S–J. Zlomy sv. smeru fungovali ako poklesové. Vertikálne pohyby boli aj na zlomoch smeru S–J, napr. na zlomoch hornádskeho systému, na albinovských, ako aj na laboreckých zlomoch, ktoré podmienili vznik brekovskej brány – prelomu paleo-Laborca cez Humenské vrchy.

Ústup kompresie znamenal spomalenie otvárania panvy a subsidencie, čo sa dobre odráža na subsidenčných krivkách, ktorých priebeh sa už od stredného sarmatu sploštuje (Vass et al., 1988) a signalizuje koniec zapĺňania panvy. Tento proces pokračoval aj v neskorom miocéne, keď sa rozsah panvy zredukoval. Panva sa zmenila na jazero a v ňom rýchlosť subsidencie veľmi poklesla (Vass a Čech, 1983; Vass, 1989).

V takejto kinematickej situácii elastická litosféra relaxovala, vznikli podmienky na tretiu rotáciu s uhlovou hodnotou okolo 25–35° CCW a, ako ukázali paleomagnetické merania, najmladšie rotované horniny sú neskorosarmatského veku (Orlický, 1996).

Na konci miocénu – pravdepodobne v ponte – panva prešla posledným stresovým šokom s kompresiou v smere VSV–ZJZ, čo bol následok regionálnej kompresie. Pre bočné stlačenie sa výplň panvy mierne prevrásnila. Drobné vrásové štruktúry sa zistili v sečovskom (panón), ale aj v teriakovskom súvrství (karpat; Kováč et al., 1994). Nazdávame sa, že obidve vrásové porušenia vyvolala tá istá neskoromiocénna tektonická kompresná udalosť, ktorá zapadá do scenára vyvolaného subdukciou vo Východných Karpatoch.

Územie na J od Zemplínskych vrchov – údolie Roňavy a Moldavskej kotliny – z hľadiska geologicko-tektonického vývoja patrí do termálne extenznej nyirségskej panvy (Vass, 2002). Synriftovú etapu vývoja reprezentujú strednomiocénne sedimenty vystupujúce v doline Roňavy porušené poklesovými zlomami. Postriftové sedimenty mladomiocénneho veku zapĺňajú Moldavskú kotlinu, kde zlomové porušenie nie je veľmi intenzívne.

Záver

Niektorí autori interpretujú tektonický vývoj východoslovenskej panvy odlišne. Karpatskú a ranobádenskú výplň pokladajú za sedimenty iniciálneho riftingu, vrchnobádenské a sarmatské sedimenty za synriftové a podľa nich bola panva od neskorého sarmatu v postriftovom štádiu (Baráth et al., 1997; Kováč a Zlinská, 1998; Kováč, 1999). Ale aj v prípade východoslovenskej panvy platí, že sa najmä postriftové štádium s relatívne malým podielom na výplni panvy od postriftového v termálnych extenzných zaoblúkových panvách, akými sú niektoré panónske panvy aj s podunajskou, zásadne odlišuje. Kumulatívna maximálna hrúbka výplne panvy je 8–9 km (Šefara in Šefara, ed., 1987; Vass et al., 2000).

Literatúra

Baráth, I., Kováč, M., Soták, J., & Lankreijer, A., 1997: Tertiary collision, metamorphism and basin forming processes in the Eastern Slovakia (central Western Carpathians). *In: P. Grecula et al. (eds.). Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, 65–79.*

Bezák, V., ed., 2004: Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Kováč, M., & Zlinská, A., 1998: Change of paleoenvironment as a result of interaction of tectonic events and sea level oscillation in the east Slovakian Basin. *Przegl. geol., 46, 5, 403–409.*

Kováč, M., 1999: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne. *Manuskript – archív SAV Bratislava, 134.*

Kováč, P., Vass, D., Janočko, J., Karoli, S., & Kaličiak, M., 1994: Tectonic history of the Eastern Slovakia basin during Neogene. *Columbia, ESRI, Univ. S. C. Occasional Publ., New Ser., 11 A B, 11–15.*

Král, M., Pereszlényi, M., & Vass, D., 1990: Vzťah rýchlosti akumulácie sedimentov ku genéze Východoslovenskej neogénnej panvy a k ložiskám uhľovodíkov. 50. rokov geológie a paleontológie na Slovensku – sedimentologické problémy Západných Karpát. *Konf., symp., sem., Bratislava, GÚDŠ, 107–114.*

Orlický, O., 1996: Paleomagnetism of Neovolcanics of the East-Slovak Lowlands and Zemplínske vrchy Mts. A study of the tectonics applying the paleomagnetic data (Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 47, 1, 13–20.*

Šefara, J., ed., 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk – geofyzikálna interpretácia. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Túnyi, I., Vass, D., Karoli, S., Janočko, J., & Beláček, B., 2005: Magnetostratigraphy of Late Badenian, East Slovakian Basin (Central Paratethys). *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (v tlači).

Vass, D., 1989: Alpine Molase basins as a mirror of genesis and development of block structure in the West Carpathians. *Z. geol. Wiss., 17, 9, 879–885.*

Vass, D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. *Bratislava, ŠGÚDŠ, 201*

Vass, D., & Čech, F., 1983: Sedimentation rates in molasse basins of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 4, 411–422*

Vass, D., Kováč, M., Konečný, V., & Lexa, J., 1988: Molasse basins and volcanic activity in West Carpathian Neogene – its evolution and geodynamic character. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 5, 539–561*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 255–256

Bukowiec Ridge: A cordillera in front of the Dukla Basin (Outer Carpathians)

ANDRZEJ ŚLĄCZKA

Institute of Geological Sci., Jagiellonian University, Oleandry 2a, 30-063, Cracow, Poland

(Received 1. 3. 2005)

Abstract

Between Dukla and Silesian basins a large ridge was situated which supplied both basins with clastic material. Composition of it shows that during Eocene-Oligocene time it represented a calcareous platform with metamorphic basement of various ages. Last metamorphism took place at the end of the Early Cretaceous.

Key words: paleogeography, Outer Carpathians, intrabasinal ridges, Dukla Unit, exotics

One of the important problems in reconstruction of paleogeography of the Carpathian basin is distribution of inner cordilleras, which were source areas for the clastic material for the Carpathian flysch deposits. General pattern is known since a long time, but there is still a discussion concerning their distribution in the eastern part of the Carpathians and especially location of the source areas for the Dukla Unit.

Distribution of redeposited clastic material within the Dukla Basin and direction of paleocurrents (Fig. 1) suggest that a source area (Bukowiec Ridge) for the clastic material during Late Cretaceous, Paleocene and Eocene was situated between Dukla and Silesian (Krosno Zone) basins (Ślączka, 1971). Also sedimentological data from the Oligocene sediments (Krosno Beds) and distribution of slump deposits with exotic material within the SE part of the Central Carpathian Synclinorium (Dżułyński and Ślączka, 1959; Ślączka, 1961) point out at the same source area. Structure and composition of the Bukowiec Ridge can be reconstructed upon the character of clastic material within the SE part of the Silesian Unit. A special value for reconstruction of that Ridge has exotic rocks. They appear in lenses often more than 50 metres thick on the distance of more than 100 kilometres from Kalnica, south from Sanok, through Bukowiec near Polish–Ukrainian border, up to the river Opor in Ukraine (Fig. 1) within the Oligocene deposits (Krosno Beds). The size of blocks can reach tens of metres in diameters and they are generally angular or subangular. Obtained data from these exotics (e. g. Wójcik, 1906; Ślączka, 1961; Ślączka and Wieser, 1962; Krach and Liszka, 1961) show that the source area was built of metamorphic rocks with sedimentary cover. Green-grey phyllites, albite-calcite gneiss phyllites, garnet phyllites, epidote-albite amphibolites, quartzites and whitish marbles represent the metamorphic rocks. These rocks are products of regional and particularly dynamic metamorphism. The similar metamorphic rocks (phyllites, gneisses, quartzites, marbles) occur in sedimentary rocks of the Late Cretaceous, Paleocene and Eocene age within the Dukla Unit (Danysz, 1971; Koráb and Ďurkovič, 1978) which were derived from the source situated NE from the Dukla Basin. Chromium spinels derived from amphibolites and from ophiolitic type of rocks occur in heavy mineral assemblages (Dziubińska, 2003). The age of sedimentary cover of metamorphic basement is Late Eocene and Oligocene. The sedimentary sequence visible in redeposited blocks is represented by organodetritic limestones and marly shales that contain shallow water fauna as *Ostrea, Cardium, Cyprina, Cytherea, Dentalium, Turitella, Natica, Nummulites, Orbitolina, Bryozoa*, and brackish marls with *Cerithium* and *Cyrena*. The age of these sedimentary rocks is the Late Eocene and Oligocene only. The age of metamorphic rocks is disputable. Part of them can represent the Precambrian (Dziubińska, 2003), part of them is younger-even Aptian-Albian (108 Ma, Poprawa et al., 2004). Therefore part of the phyllites and marbles can represent metamorphosed Tithonian/Early Cretaceous clastic sediments. Similar age (Precambrian, 590–548 +136–178 Ma and 121–155 Ma) was established in East Carpathian metamorphic massifs (Marmarosh Massive, Semenenko, 1960; Danilovich, 1980). It shows that a regional and a particularly dynamic metamorphism affected a considerable part of the East Carpathian basin that later on formed the Bukowiec Ridge.

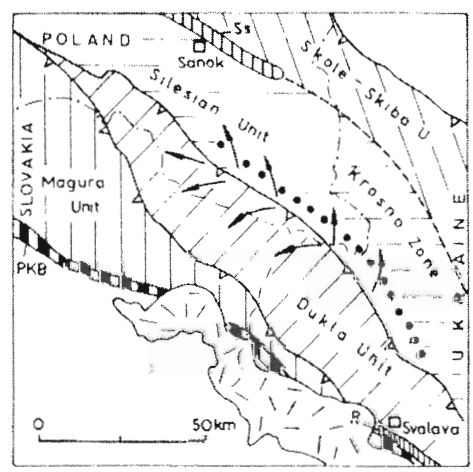


Fig. 1. Geological sketch map of the Eastern Carpathians. Dots – findings of exotic shales within the Krosno Beds. Arrows – direction of paleocurrents; R – Rahiv Unit.

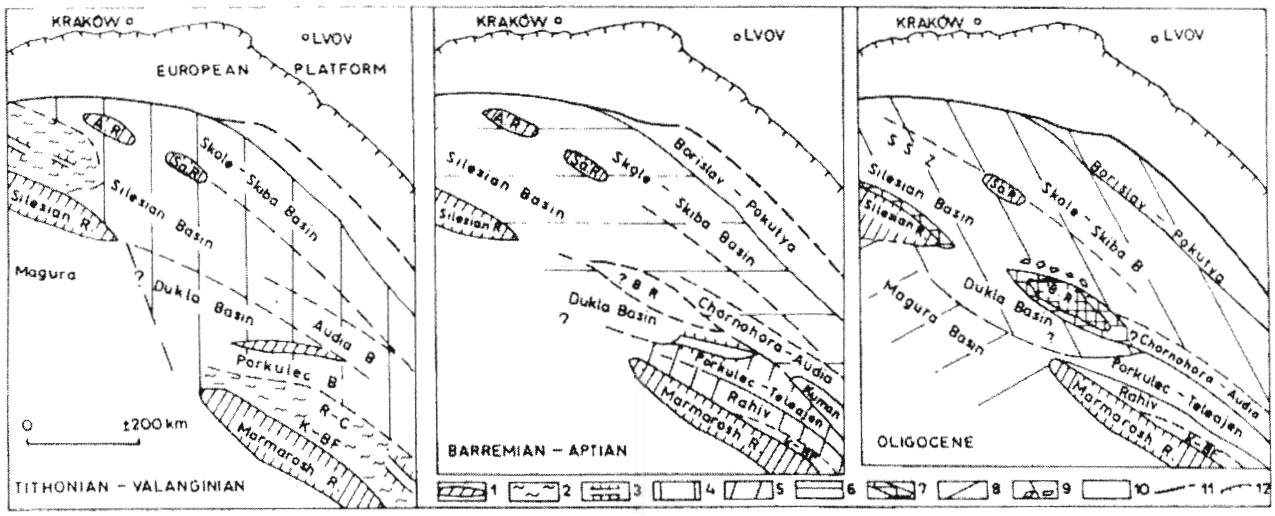


Fig. 2. Paleogeographic sketch maps. 1 – ridges, 2 – initial flysch basins, 3 – extensional centres, 4 – marine shelf, 5 – Bily Potok lithofacies, 6 – Shipot lithofacies, 7 – shallow sea, 8 – Menilite-Krosno lithofacies, 9 – Magura lithofacies, 10 – European Platform, 11 – northern margin of the Carpathian basin, 12 – recent northern margin of the Carpathians; B. R. – Bukowiec Ridge, A. R. – Andrychów Ridge, SaR – Sanok Ridge, SSZ – Subsilesian Zone, K–BF – Kamienyj Potok–Black Flysch Basin, R–C – Rahiv–Ceahlau Basin.

The SE prolongation of this ridge probably was the Kuman Ridge and the NW prolongation the Silesian Ridge.

The Bukowiec Ridge probably not yet existed at the beginning of the Cretaceous (Fig. 2). At that time the Dukla and more northern areas (Chornohora Unit and Golatyn and Bystre folds of the Silesian Unit; Głushko and Kruglov, 1971; Ślączka, 1959) formed one basin with the similar deposits (Shipot Beds of Barremian–Albian age). Moreover, in a few existing conglomerates within the Shipot Beds in the Dukla Unit, besides quartzites, phyllites, chalcedonilites, there are granitoids and granodiorites (Głushko and Kruglov, 1971; Danysh, 1971), not known from the Bukowiec Ridge. In that time, however, a zone ran between the Dukla and Porkulec basins, which divided two litofacies: Shipot and Biela Tisa type of deposits (Fig. 2). The remnants of this zone, which had an extensional nature, are preserved in frontal part of the Porkulec zone. They are represented by huge blocks of subalkalic basalts, andesite-basalts, trachytes and biohermal limestones of the Barremian–Aptian age which sometimes form xenoliths in basalts (Kruglov, 1986). It points out that extensional movement in this zone lasted till Aptian. This process probably has begun at the Jurassic/Cretaceous boundary as in other parts of the Carpathians (Golonka et al., 2003). Disappearance of these exotics towards north-west suggests that rifting zone also terminated in this direction.

Activity of the Bukowiec Ridge started not earlier than during the Late Cretaceous, when it began to supply clastic material to the Dukla Basin (Cisna and Berezna Beds; Ślączka, 1970). During primary stage the Bukowiec Ridge was more active in it SE part and during the Oligocene its activity shifted towards NW part.

Situation of the source area for clastic material of the Zboj Beds, encountered in borehole Zboj-1 below the Dukla Unit in the Eastern Slovakia, is not clear. They are composed mainly from clastic material derived from granitoids and show an affinity to rocks found in borehole Mezgorie-1 below Chornohora Unit, Ukraine (Ďurkovičc et al., 1982).

This work was supported by a grant from the Polish Committee for Scientific Research (KBN No 3P0 4D 020 22).

References

Danilovich, J. R., 1980: Metamorphism of the crystalline basement of the Ukrainian Carpathians. Proc. XI Congr. Carpath.-Balkan Geol. Assoc. Magmatism and metamorphism. *Naukova Dumka, Kiev, 76–84.*

Danysz, W. W., 1971: Geologija zahidnoj castini piwdennowo shilu Ukrainskich Karpat. *Naukova Dumka, Kiev, 116.*

Ďurkovič, T., Koráb, T., & Rudinec, R., 1982: Hlboký štruktúrny vrt Zboj-1. *Region. Geol. Západ. Karpát, 16, 76.*

Dziubińska, B., 2003: Change of paleoenvironment in the Dukla Basin at the Cretaceous and Paleocene boundary based on mineralogical and geochemical data (in Polish). [Doctor dissertation.] *Arch. Inst. Nauk Geol. UJ., Kraków.*

Dżułyński, S., & Ślączka, A., 1958: Directional structures and sedimentation of the Krosno Beds. *Rocz. Pol. Tow. geol., 28.*

Głuszko, W. W. & Kruglov, S. S., 1971: Geologiceskoje strojenie i gorjuczie iskopaemyje Ukrainskich Karpat. *Izdat. Nedra, Moskva, 389.*

Golonka, J., Krobicki, M., Oszczypko, N., Ślączka, A., & Słomka, T., 2003: Geodynamic evolution and paleogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian. *Geol. Soc., London, Spec. Publ., 208, 138–158.*

Koráb, T., & Ďurkovič, T., 1978: Geologia dukelskey jednotky (flys východnego Slovenska). *Bratislava, GÚDŠ, 194.*

Krach, W., & Liszka, S., 1961: Upper Eocene fauna from Bukowiec. *Rocz. Pol. Tow. geol., 31, 145–157.*

Kruglov, S. S., ed., 1986: Tektonika Ukrainskich Karpat. *Min. Geołogii USSR, Kiev, 152.*

Poprawa, P., Malata, T., Pecskay, Z., Banaś, M., Skulich, J., Paszkowski, M., & Kusiak, M., 2004: Geochronology of crystalline basement of the Western Outer Carpathians sediment source areas: Preliminary data. 11th Meeting of Petrol. Group. *Min. Soc. Pol., 329–332.*

Semenenko, N. L., 1960: O wozrastie metamorfisma porod rahovskovo massiva. *Mat. Karpat. Geol. Balk. Assoc., Kiev, 1, 188–189.*

Ślączka, A., 1961: Exotic-bearing shale from Bukowiec (Polish Eastern Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. geol., 31, 129–143.*

Ślączka, A., 1971: Geology of the Dukla Unit. *Prace Pol. Inst. geol., 1, 63.*

Ślączka, A., & Wieser, T., 1962: Shales with exotics in the Krosno Beds of the Baligród region (Polish Eastern Carpathians). *Kwart. geol. (Warszawa), 6, 662–677.*

Wójcik, K., 1906: Infraoligocene de Riszkania pres de Uzsok. *Bull. int. Acad. pol. Sci. math. natur. Sér. B, Sci. natur., 2 (Cracovie), 254–263.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 257–259

Late Jurassic to Early Miocene tectono-sedimentary evolution of the Magura Basin (Western Carpathians)

NESTOR OSZCZYPKO

Jagiellonian University, Institute of Geological Sciences, Oleandry 2a, 30-063 Cracow, Poland
e-mail: nestor@geos.ing.uj.edu.pl

(Received 9. 5. 2005)

Abstract

In the pre-orogenic and syn-orogenic evolution of the Magura Basin, the following tectono-sedimentary periods can be established: the Late Jurassic-Early Cretaceous opening of the basin and post-rift subsidence up to the Campanian, Campanian–Paleocene uplift, Early to Middle Eocene subsidence and submarine fan development, Late Eocene-Early Oligocene uplift and Late Oligocene-Early Miocene subsidence. The important driving forces of the tectonic subsidence were syn- and post-rift thermal processes as well as the emplacement of the nappe loads related to the subduction processes.

Key words: tectono-sedimentary evolution, source areas, Magura Basin, Western Outer Carpathians

Introduction

The Magura nappe is the innermost tectonic unit of the Western Flysch Carpathians and is linked with the Rheno-Danubian flysch of the Eastern Alps (Fig. 1). Towards the east this unit runs as an arc from the Wienerwald (Austria) through Moravia (Czech Republic) and Poland, and then narrows in Eastern Slovakia before disappearing beneath the Miocene volcanic rocks east of Uzhorod. In the Ukrainian Carpathians, SE of the Latorica river, the position of the Magura nappe is occupied by the Marmarosh Flysch Zone. The two facies-tectonic units have been distinguished in this zone: the external Vezhany and the internal Monastyrets units (Smirnov, 1973). According to our study the Vezhany Succession could be regarded as the equivalent of the Fore-Magura thrust sheet in Poland, whereas the Monastyrets resembles the Rača development of the Magura nappe in Poland and Slovakia (Oszczypko, 2004).

The Magura nappe is composed mainly of Upper Cretaceous to the Eocene deposits. The Jurassic-Early Cretaceous rocks are known from the peri-Pieniny Klippen Belt (PKB) in Poland and few localities in Southern Moravia (Birkenmajer, 1977; Švábenická et al., 1997), whereas the youngest deposits (Early Miocene) have been discovered in the peri-PKB area (Cieszkowski, 1992) in Rača zone (Poland). The most typical lithofacies of the Magura nappe in Poland are: Turonian-Campanian variegated shales (Malinowa Formation), Campanian-Paleocene thin- to medium-bedded calcareous flysch, known as the Inoceramian Beds (Ropianka Formation), Early-Middle Eocene variegated shales (Łabowa Formation), Middle-Late Eocene thin- to medium-bedded flysch (Beloveza Formation) and Middle Eocene to Early Oligocene thick-bedded muscovite sandstones of the Magura Formation, and subordinately Late Eocene to Early Oligocene Malcov Formation and Early Miocene Zawada Formation (Oszczypko et al., 1999; Oszczypko and Oszczypko-Clowes, 2002; Oszczypko-Clowes 2001; Oszczypko, 2004 and references therein). The Magura nappe has been subdivided into four structural subunits. From the south to north there are: Krynica, Bystrica, Rača and Siary, which coincide to a large extent with the corresponding facies zones.

Stages of the basin development

The sedimentary succession of the Magura nappe reveals five different mega sequences of deposits, which reflect the main stages of the basins development (Oszczypko, 2004).

Opening of the Magura Basin. The time of opening of the Magura Basin is still under discussion. There is a common opinion that opening of the Middle Jurassic to Early Cretaceous Magura Basin was a coeval with opening of the Ligurian–Penninic Ocean, and its supposed prolongation to the Pieniny Ocean. The Pieniny Ocean was divided by the submerged Czorsztyn Ridge into the two arms. The SE arm is known as the Vahicum Oceanic Rift, whereas NE arm was occupied by the Magura deep-sea basin (Fig. 2). This concept is based on the occurrence of the Late Jurassic-Early Cretaceous deep water deposits in the peri-PKB area, represented by condensed, pelagic limestones and radiolarites. According to Plašienka (e. g. 2003) the break-up of the Magura Basin (ocean), preceded by asymmetric rifting, took place during the Berriasian-Houterivian. This was followed by the thermal uplift of the Czorsztyn Ridge and post rift thermal subsidence in the Magura Basin, resulted in unification of pelagic

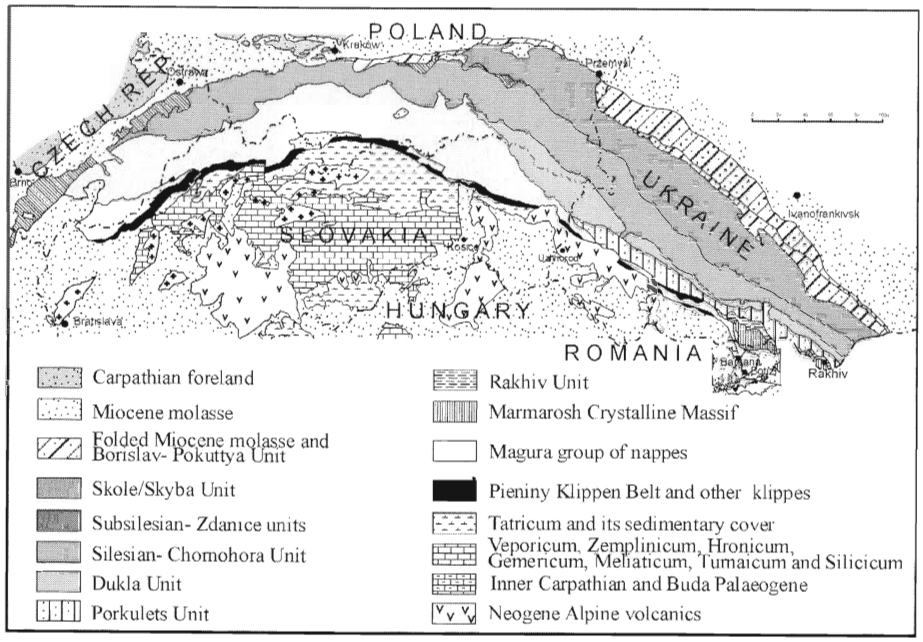


Fig. 1. Structural sketch-map of the Northern Carpathians (compiled by Oszczypko, 2004).

and hemipelagic deposition (variegated shales) below CCD, with very low sedimentation rates. This condition persisted to the Campanian and Maastrichtian in the Rača and Krynica zones respectively.

Late Cretaceous-Paleocene inversion. During the Campanian, inversion related to uplift of the Silesian Ridge, affected the northern part of the Magura Basin. This is recorded by beginning of the flysch deposition. In the southern (peri-PKB) part of the Magura Basin the coarse clastic deposition began with the Jarmuta Fm. (Maastrichtian/Paleocene, Birkenmajer and Oszczypko, 1989). This formation, up to 450 m thick, composed of thick- to medium-bedded turbidites, contains conglomerates and sedimentary breccias. Towards the north the upper portion of this formation alternates with the Szczawnica Formations. Both formations are enriched with significant amounts of SE-supplied chromian spinels (Oszczypko and Salata, 2004). The Jarmuta Formation is regarded as the synorogenic wildflysch derived both from the erosion of Pieniny Klippen Belt successions as well as the Andrusov Exotic Ridge (Birkenmajer and Wieser, 1992; Mišík et al., 1991). These deposits probably reflect the collision of the Inner Western Carpathian Orogenic Wedge with the Czorsztyn Ridge (Plašienka, 2003).

Early to Middle Eocene subsidence. The load of the orogenic wedge caused subsidence, collapse of the PKB and southward shift of the Magura Basin margin. This enables the explanation of provenance of the huge amount of crystalline clasts derived to Eocene Magura Basin from the source area located in the SE part of the Inner Carpathian domain.

The migrating load of the Magura and PKB accretionary wedge caused further subsidence and a shift of depocenters to the north. As a result, narrow and long submarine fans developed. The northern deepest part of the basin, often located below the CCD was dominated by basinal turbidites

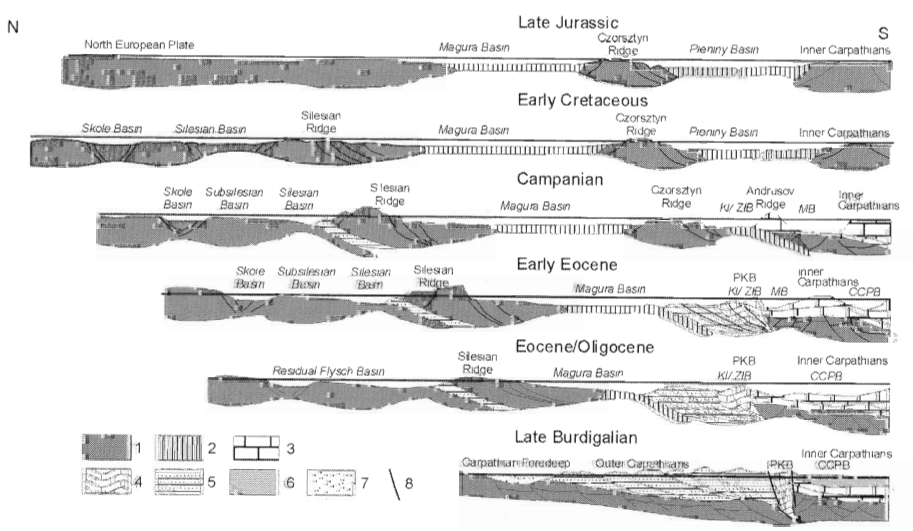


Fig. 2. The Late Jurassic–Late Burdigalian palinspastic evolution model of the Western Outer Carpathians (after Oszczypko et al. 2003, supplemented). 1 – continental crust, 2 – oceanic crust, 3 – Inner Carpathian units, 4 – Pieniny Klippen Belt (PKB), 5 – Outer Carpathian accretionary wedge 6 – Podhale Flysch, 7 – molasse deposits, strike-slip faults. Abbreviation. Ki/ZlB – Klape/ Zlatne Basin, MB –Manin Basin, CCPB – Central Carpathian Paleogene Basin.

and hemipelagites. The rate of sedimentation varied from 6–18 m/Ma on the abyssal plain to 103–160 m/Ma in the outer fan and between 180 and 350m/Ma, in the area affected by the middle fan-lobe systems (Oszczypko, 1999; Oszczypko et al., 2003). The total amount of these deposits, can be estimated at least 3750–4500 km^3. During Late Eocene and Oligocene the axes of subsidence of the Magura Basin shifted to the north towards the Rača and Siary sedimentary areas.

The Late Eocene–Early Oligocene uplift and Oligocene--Early Miocene subsidence. During the Priabonian and Rupelian, a prominent uplift in the Outer Carpathian basin was recorded (Poprawa et al., 2002). This was accompanied by transformation of the Outer Carpathian remnant oceanic basin into foreland basin (Oszczypko, 1999). As the consequence, the Early Oligocene Outer Carpathian basin was partly isolated from World Ocean, forming the Prototethys, which was dominated by deposition of the black (Menilite) shales. During the Oligocene the Magura Basin was dominated by three interfingering lithofacies, with high rates of deposition (300–350 m/Ma). The Malcov and Magura sandstones (Poprad Member), derived from the SE source area and were deposited in the southern and middle part of the basin, while the northern part of the basin was occupied by the Wątkowa glauconitic sandstones, derived from NE (Neo-Silesian Ridge). After the Late Oligocene folding, the Magura nappe was thrust northwards onto the terminal Krosno flysch basin. This was followed by the last subsidence event (Oligocene-Early Miocene) which can be partially related to the load of accretionary wedge. The Early Burdigalian, thick-bedded sandstones (e. g. Zawada Formation) are know both from the peri-PKB part of the Krynica zone as well as from the Rača zone (Cieszkowski, 1992; Oszczypko et al., 1999; Oszczypko and Oszczypko--Clowes, 2002; Mašovský and Andreyeva-Grigorovich, 2002). During the Early Burdigalian high stand of sea level connection between the Magura piggy-back basin and the Central Carpathian Basin as well as the Vienna Basin were probably established.

During the Late Burdigalian the Magura and Krosno residual basins were finally folded and uplifted. This tectonic pulse was connected with the collision between the European plate and overriding Alcapa and Tisza-Dacia microplates. This was accompanied by the north and north-east overthrust and the formation of the flexural depression of the Carpathian Foredeep – related to the moving orogenic front.

Conclusions

In the pre-orogenic and syn-orogenic evolution of the Magura Basin the following prominent tectono-sedimentary periods can be established: the Late Jurassic-Early Cretaceous opening of the basin and post-rift subsidence up to the Campanian accompanied by the pelagic and hemipelagic deep water deposition, the Campanian–Paleocene inversion followed by flysch deposition, Early to Middle Eocene subsidence accompanied by the development and northward prograding submarine fan, Late Eocene-Early Oligocene uplift and basin reorganization, and Late Oligocene-Early Miocene subsidence and piggy-back basin development. The important driving forces of the tectonic subsidence were syn-and post-rift thermal processes as well as the emplacement of the nappe loads related to the subduction processes.

References

Birkenmajer, K., 1986: Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. geol. pol., 88, 7–32.*

Birkenmajer, K., & Oszczypko, N., 1989. Cretaceous and Paleogene lithostratigraphic units of the Magura nappe, Krynica Subunit, Carpathians. *Ann. Soc. geol. Pol., 59, 145–181.*

Birkenmajer, K. & Wieser, T. 1990: Exotic rock fragments from Upper Cretaceous deposits near Jaworki, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. pol., 97, 7–67.*

Cieszkowski, M., 1992. Marine Miocene deposits near Nowy Targ, Magura nappe, Flysch Carpathians (South Poland). *Geol. Carpath., 43, 6, 339–346.*

Golonka, J., Oszczypko, N. & Ślączka, A., 2000: Late Carboniferous–Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Ann. Soc. geol. Pol., 70, 107–136.*

Mašovský, M., & Andreyeva-Grigorovich, A. S., 2002. The Lower Miocene deposits of the Krynica Subunit of the Magura nappe near Humenné (Eastern Slovakia). *In: J. Michalík, N. Hudáčková, Chalupová & D. Starek (eds.): Paleogeographical, Paleoecological and Paleoclimatic Development of Central Europe. Conference in Bratislava, Abstract Book, 63–64.*

Mišík, M., Sýkora, M., Mock, R., & Jablonský, J., 1991. Paleogene Proč conglomerates of the Klippen Belt in the Western Carpathians, material from Neopieninic Exotic Ridge. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 46, 9, 101.*

Oszczypko, N., 1999: From remnant oceanic basin to collision-related foreland basin: A tentative history of the Outer Carpathians. *Geol. Carpath., 50 (special issue), 161–163.*

Oszczypko, N., 2004: The structural position and tectono-sedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. *Przegl. geol., 8, 2, 780–791.*

Oszczypko, N., Andreyeva-Grigorovich, A., Malata, E., & Oszczypko-Clowes, M., 1999: The Lower Miocene deposits of the Rača Subunit near Nowy Sącz (Magura nappe, Polish Outer Carpathians). *Geol. Carpath., 50, 419–433.*

Oszczypko, N., & Oszczypko-Clowes, M., 2002: The new findings of Lower Miocene deposits in the Nowy Sącz area (Magura nappe, Polish Outer Carpathians). *Geol. Quart., 46, 2, 15–30.*

Oszczypko, N., & Oszczypko-Clowes, M., 2004: Position of the Marmarosh Flysch (Eastern Carpathians) and its relation to Magura nappe (Western Carpathians). *Geolines, 17, 75–76.*

Oszczypko, N., & Salata, D., 2004: Provenance of the Late Cretaceous–Paleocene deposits of the Magura Basin (Polish Western Carpathians): Evidence from heavy minerals study. *Geolines, 17, 76–77.*

Oszczypko, N., Golonka, J., Malata, T., Poprawa, P., Słomka, T., & Uchman, A., 2003: Tectono-stratigraphic evolution of the Outer Carpathian basins (Western Carpathians, Poland). *Mineralia Slov., 1, 17–20.*

Oszczypko-Clowes, M., 2001. The nannofossil biostratigraphy of the youngest deposits of the Magura nappe (East the Skawa River, Polish Flysch Carpathians) and their paleoenvironmental conditions. *Ann. Soc. geol. Pol., 73, 139–188.*

Plašienka, D., 2003: Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians. *Mitt. Österr. Geol. Gesell., 94, 79–98.*

Poprawa, P., Malata, T., & Oszczypko, N., 2002: Ewolucja tektoniczna basenów sedymentacyjnych polskiej części Karpat zewnętrznych w świetle analizy subsydencji. *Przegl. geol., 11, 1092–1108.*

Smirnov, S. E., 1973: Paleogene of the Marmarosh and Pieniny zones of the Ukrainian Carpathians. *Moskva, Nedra Press, 120.*

Švábenická, L., Bubík, M., Krejči, O., & Stráník, Z., 1997: Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Magura Group of nappes in Moravia. *Geol. Carpath., 48, 179–191.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 260–262

Associations of calcareous microplankton in Upper Jurassic and Lower Cretaceous paleoenvironments of the Western Carpathians: Tools for biostratigraphy, paleoecology and paleoceanography

EVA HALÁSOVÁ and DANIELA REHÁKOVÁ

Department of Geology and Paleontology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Mlynská dolina G-1, 842 15 Bratislava, Slovak Republic;
rehakova@nic.fns.uniba.sk; halasova@nic.fns.uniba.sk

(Received 21. 4. 2005)

Abstract

Contribution brings summary about distribution of three groups of calcareous microplankton (calpionellids, calcareous dinoflagellates and calcareous nannofossils) in the Upper Jurassic and Early Cretaceous pelagic sedimentary sequences in the Western Carpathians. In the studied Western Carpathian sequences, the mass abundance of these microfossils was closely connected predominantly with shallow intrashelf basins and its elevated ridges. Calpionellids, calcareous dinoflagellate and nannofossils bio-events emphasize the potential of these planktonic groups as proxies in paleoecology and paleoceanography. It seems, that their successive events may coincide with whole complex of environmental changes. These are clearly reflected in alternating relative abundance of species, species variability and assemblage diversity and also with the structural composition of their tests.

Key words: Western Carpathians, Upper Jurassic, Lower Cretaceous, calcareous microplankton, biostratigraphy, paleoecology, paleoceanography

Introduction

Calpionellids (ciliate protozoans) represent one of the important constituents of calcareous microplankton of that time. They were probably fossil oceanic tintinnids living in upper oligotrophic water level. They produce organic or calcite walled loricas; their size varies predominantly since 45 to 95 μm.

Calcareous dinoflagellates represent a very important group of ancient and recent planktonic microorganisms producing calcareous cysts of various morphology and composition. The unicellular eukaryotic organisms belonging to one of the major phytoplanktonic groups are very small; their size predominantly varies since 10 to 60 μm. They were spread in different marine environments, where they played an important role in marine food chains.

Calcareous nannofossils are small (smaller than 30 μm) marine, unicellular, flagellate phytoplankton. They are characterized by the possession of a cell-wall covering – coccosphere, completed of coccoliths, which are readily preserved as fossils. The complete coccospheres are rare in fossil record.

Biostratigraphy and paleoecology

Summarizing of biostratigraphical potential of calpionellids of Western Carpathians Upper Jurassic and Lower Cretaceous pelagic sediments was done by Reháková and Michalík (1997). The importance of calcareous dinoflagellates for stratigraphy of Upper Jurassic and Lower Cretaceous pelagic sequences was shown by Reháková (2000a). The biozonation of pelagic Western Carpathian sequences supported by vertical distribution of nannofossils is now in preparation by Halásová.

During calpionellid evolution the composition of the lorica changed several times, probably in connection with changes in sea-water temperature and chemistry. Two distinct overturn events in lorica composition (substitution of hyaline and microgranular lorica structure) recorded during the Middle Tithonian and also during the Middle Aptian were synchronous with investigated peaks in nannoconid abundance and may reflect an onset of cooler paleoenvironmental conditions.

If compare their distribution with eustatic pulses (Haq et al., 1988), it seems, that the sea-level transgressive stages were favourable for the development and diversification of calpionellids and dinoflagellates; the acme concentrations of these two groups were controlled by a sea-level highstand phases. All the cysts recognized are benthic hypnozygotes, which remained as "resting cysts" at the bottom. During transgressive and highstand interval the oblique wall type calcareous dinoflagellates were dominating. On the other hand, sea-level regressive stages were favourable for tangential or radial wall type calcareous

dinoflagellates, where also several distinct diversity reduction events were recorded among this planktonic group (Reháková, 2000b). There are also several successive replacements of the radial wall type species by the forms with tangential or oblique wall type visible in their vertical distribution. The ecological calcdinocyst events caused by the blooming of one single species and containing predominantly forms with composed oblique wall structure might possibly be related to the warming intervals (Reháková, 2001). On the other hand, the cooling trends indicated also by the change in nannofossils is correlable with onset of tabulated calcareous dinoflagellates.

Calcareous nannofossils were important producers of pelagic carbonates in Mesozoic oceans. Halasová (in preparation) summarized the results of biostratigraphic investigation in the Jurassic/Lower Cretaceous sequences of the Outer and Central Western Carpathians based on the calcareous nannofossils, with attempt on the interval between Tithonian and Upper Aptian. The interval under investigation is characterized by well lithified Maiolica limestone and although nannofossil preservation is quite poor, the major Tithonian to Aptian marker species could be detected. The assemblage composition was analyzed and subsequently the contribution of this phytoplankton group to the biostratigraphy and paleoceanography was calculated.

The detailed calcareous nannofossils study yielded some new results. The most important contribution was the identification of the Tethyan nannofossil bioevents in the Upper Jurassic–Lower Cretaceous sedimentary sequences of the Western Carpathians and their lateral correlation with other stratigraphically important fossil groups (ammonites, aptychy, calpionellids, calcareous dinoflagellates). The determined calcareous nannofossils bioevents represent the base for the compilation of parazonation of studied units of the Western Carpathians. From this point of view the most important results were found out.

The detection of calcareous nannofossils distribution and stratigraphical important Tethyan calcareous nannofossil index forms; the compilation of the parazonation on the basis of this fossil group. There were identified 9 interval nannofossil zones and 10 subzones (sensu Bralower, 1987; Bralower et al., 1989; Thierstein, 1971, 1973). The assignment of characteristics of the calcareous nannofossils from the Tithonian and Late Aptian interval and detection of changes in the composition of orycto-cenoses. The changes related mainly to fluctuation in abundance of nannoconids, placolits, braarudosphaerids and polycyclolites. The compilation of the HIRES (High resolution event stratigraphy) on the base of nannoevents investigated is proposed.

The closer specification of the Early and Middle Tithonian boundary was done on the base of the first appearance of the nannolith species *Polycostella beckmannii* Thierstein in the Polycostella beckmannii Subzone. This Subzone is well correlated with the standard Chitinoidella Zone. Further, it was possible to determine the Middle and Late Tithonian boundary – the first appearance of coccolith species *Helenea chiastia* Worsley together with first small nannoconids (in the Microstaurus chiastius Zone). This interval coincides with calpionellid standard Praetintinnopsella Zone. Then, the closer estimation of the Late Tithonian interval was provided (the appearance of the species *Rotelapillus laffitei* (Noël) Noël and *Litraphidites carniolensis* Deflandre in the frame of the Microstaurus chiastius Zone, which is correlated with the standard Crassicollaria Zone).

It was possible to make the correlation of the calcareous nannofossils distribution with the magnetostratigraphic zones along the Jurassic/Cretaceous boundary. In the interval of the magnetozones M 20 to M 19 two distinct nannoevents were recognized:

a) the dominance of nannolith species *Polycostella beckmannii* (calpionellid Chitinoidella Zone) and

b) the appearance of calcareous nannofossil association with coccolith species *Helenea chiastia* (calpionellid Crassicolaria Zone).

The Tithonian/Berriasian boundary was also characterized on the base of the calcareous nannofossils (the interval between the first appearance of *Nannoconus wintereri* Bralower et al., together with small nannoconids and the first appearance of *Nannoconus steinmannii minor* Deres & Achéritéquy).

Nannoconids reduction and the first appearance of the nannoconid species *Nannoconus bucheri* Brönnimann were observed on the Valanginian/Hauterivian boundary. The last occurrence of *Cruciellipsis cuvilieri* (Manivit) Thierstein served for closer specification of the Early/Late Hauterivian boundary. The estimation of the Hauterivian/Barremian boundary was detected on the base of last occurrence of the nannolith species *Lithraphidites bollii* (Thierstein) Thierstein and synchronous appearance of the nannoconids (*Nannoconus elongatus* Brönnimann, *Nannoconus grandis* Deres & Achéritéquy and *N. wassalli* Brönnimann accompanied with abundant *Zeugrhabdotus embergeri* (Noël) Perch-Nielsen). For closer identification of the Hauterivian/Barremian boundary it was possible to use also the first appearance of the large variety *Assipetra terebrodentarius* (Applegate et al. in Covington & Wise) Rutledge & Bergen in Bergen, together with *Hayesites irregularis* Thierstein in Roth & Thierstein) Applegate et al. in Covington & Wise and *Nannoconus truitti truitti* Brönnimann, the decrease of narrow-canal nannoconids and the onset of domination of the wide-canal nannoconids as well as the last occurrence of the nannoconid species *Nannoconus steinmannii steinmannii* Kamptner. The first appearance of the *Rhagodiscus angustus* (Stradner) Reinhardt and *Ephrolithus floralis* (Stradner) Stover can be used for closer determination of the Early/Late Aptian boundary.

Studied calcareous nannofossils associations were used for reconstruction and interpretation of the paleoenvironmental conditions of the Jurassic-Early Cretaceous sedimentary sequences. From this point of view it was possible to indicate these important events:

a) The presence of species *Diazomatholithus lehmannii* Noël and *Discorabdus ignotus* (Górka) Perch-Nielsen could indicate the eutrophic conditions of the environment;

the intervals with conspicuous increasing of the abundance of polycyclolites pointed out on higher eutrophication of the environment.

b) The intervals with high abundance of the braarudosphaerids (*Micrantholithus hoschulzii* (Reinhardt) Thierstein, *Braarudosphaera bigelowii* (Gran & Braarud) Deflandre) can indicate acceleration of terrestrial input into the basin and decreasing of the salinity of water masses as a result of increased humidity.

c) The intervals with conspicuous decreasing to missing of nannoconids (the Late Valanginian and the upper part of the Early Aptian) indicated anoxic environment (stratification of the water column, eutrophication of the lower photic zone).

d) The intervals with increased abundance of nannoconids accompanied with abundant braarudosphaerids could be interpreted as the environment with stable conditions in the lower photic zone by coeval input of nutrients from the continent.

The intervals with maximum abundance of specific taxa served for determination of the correlation markers of both, either local or interregional significance as well. From this aspect it was possible to specify two distinct local and three interregional correlation markers.

Interval with increasing abundance of the species *Cruciellipsis cuvilieri* during the Late Valanginian and the conspicuous increasing of *Calcicalathina oblongata* (Worsley) Thierstein in the Early, Late Valanginian and also in the Early Barremian are important local markers while the increasing abundance of the braarudosphaerides in the Late Hauterivian and in the Early Aptian, high abundance of *Nannoconus bermudezi* Brönnimann in the Late Hauterivian and also the onset of wide-canal nannoconids (*Nannoconus globulus* Brönnimann, *N. bucheri*, *N. colomi* (de Lapparent) Kamptner, *N. kamptneri* Brönnimann, *N. truitti truitti*) in the Upper Barremian deposits could be regarded as the interregional correlation markers.

References

Bralower, T. J., 1987: Valanginian to Aptian calcareous nannofossil stratigraphy and correlation with the upper M-sequence magnetic anomalies. *Mar. Micropaleontology, 11, 293–310.*

Bralower, T. J., Monechi, S., & Thierstein, H. R., 1989: Calcareous nannofossil zonation of the Jurassic-Cretaceous boundary interval and correlation with the geomagnetic polarity timescale. *Mar. Micropaleontology, 14, 153–235.*

Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R., 1988: Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *In: Sea-level changes – an integrated approach. Soc. Sed. Geol., Spec. Publ., 42, 26–108.*

Reháková, D., 2000a: Evolution and distribution of the Late Jurassic and Early Cretaceous calcareous dinoflagellate recorded in the Western Carpathian pelagic carbonate facies. *Mineralia Slov., 1, 79–88.*

Reháková, D., 2000b: Calcareous dinoflagellate and calpionellid bioevents versus sea level fluctuations recorded in the West Carpathian (Late Jurassic/Early Cretaceous) pelagic environments. *Geol. Carpath., 51, 4, 229–243.*

Reháková, D., 2001: Rapid changes in calpionellid and calcareous dinoflagellate associations recorded in Upper Jurassic–Lower Cretaceous pelagic environments (Western Carpathians, Slovakia). *European Union of Geosciences XI. Strasbourg, 152–153.*

Reháková, D., & Michalík, J., 1997: Evolution and distribution of calpionellids: The most characteristic constituents of Lower Cretaceous Tethyan microplankton. *Cretaceous Research, 18, 493–504.*

Thierstein, H. R., 1971: Tentative Lower Cretaceous calcareous nannoplankton zonation. *Eclogae geol. Helv., 64, 3, 437–652.*

Thierstein, H. R., 1973. Lower Cretaceous calcareous nannoplankton biostratigraphy. *Abh. Geol. B.-A. Band 29, Wien.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 263–265

Paleocene bryozoan-algal allodapic limestones – Czerwin glauconitic sandstones – their geological position in the flysch of the Subsilesian Unit of Outer Carpathian in Poland

MAREK CIESZKOWSKI[1], JAN GOLONKA[2], TADEUSZ LEŚNIAK[3] and ANNA WAŚKOWSKA-OLIWA[4]

[1]Jagiellonian University Institute of Geological Sciences, Oleandry 2a, 30-063 Cracow, Poland
mark@ing.uj.edu.pl
[2, 3, 4]University of Science and Technology Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, Department of General and Mathematical Geology, Mickiewicza Ave. 30, 30-059 Cracow, Poland
[2]tlesniak@geolog.geol.agh.edu.pl
[3]golonka@geol.agh.edu.pl
[4]oliwa@geol.agh.edu.pl

(Received 21. 4. 2005)

Abstract

Paleocene bryozoan-algal allodapic limestones, called Czerwin glauconitic sandstones, occur in the Subsilesian Unit of Outer Carpathians. They are cropped out in one of the tectonic windows in the Lanckorona-Żegocina zone. These limestones consist mainly of calcareous clasts with fragments of red algae. Clastic material of them was derrived from the Subsilesian Ridge. The Danian (Paleocene) age of these deposits was estimated by foraminiferal assemblages.

Key words: Paleocene, Subsilesian Unit, Czerwin glauconitic sandstones, lito- and biostratigraphy

Introduction and geological setting

The Subsilesian Unit appears on the surface in the Polish sector of the Flysch Carpathians in small, commonly isolated tectonic windows. In front of the Magura thrust the Subsilesian Unit crops out in the core of the anticlinal structure known as Lanckorona-Żegocina zone, forming a series of tectonic windows. In this zone the Silesian Unit is thrust over the Subsilesian Unit, both units are folded together. The Wiśniowa tectonic window forms one of the largest windows within the Lanckorona-Żegocina zone (Fig. 1A).

The Czerwin glauconitic sandstones, which are the subject of the present paper, have been described within the Paleogene sequence of the Subsilesian Unit of the Wiśniowa tectonic window. They were firstly distinguished on the Geological Map of Poland (Wieliczka sheet) by Burtan (1956), and subsequently described (Burtan, 1964, 1974) in the geological cartographic papers dealing with this region. The most detailed characteristic of this lithostratigraphic unit was published by Burtan in 1978. It is necessary to mention a local character of the Czerwin glauconitic sandstones known only from the Wiśniowa tectonic window.

Their stratotype profile is located in the valley of Czerwin stream (Figs. 1B, D; Burtan, 1974, 1978). Outside of the stratotype Czerwin section, the investigation of these sandstones was conducted in the outcrops in Foszczówka, Wiśniowa and Lipnik streams (Fig. 1B).

Lithology

The Czerwin glauconitic sandstones complex is a typical sandstone-shale flysch with similar sandstone and shale contents. Sandstones are grey or grey-green and form medium or thick layers, their thickness varies between 10 and 40 cm. Clastic grain size varies – in thicker layer the coarse- and medium grained material occurs, while in the thinner layers the fine-grained material prevails. Generally the normal graded bedding or flat parallel lamination occurs within the sandstones. The massive sandstones occur less frequently. These sandstones have a character of allodapic limestones. The calcareous clasts prevail within the sandstones grains, quartz and glauconite grains are also frequent. Fragments of red algae mainly from genera *Lithothamnium* and *Lithophyllum* as well as Bryozoa and forams are the main biogenic components of the limestone clasts (Figs. 2 and 3). Shale packages interbed sandstones. Grey and grey-green muddy, often marly shales form these packages.

The Czerwin sandstones complex gradually passes into a series of green shales. Main lithofacies form clayey and/or marly shale with irregularly placed thin layers of thin-bedded sandstones. These sandstones are fine-grained, grey or green-grey with cross- or parallel lamination. The allodapic limestones similar to those known from the Czerwin sandstones complex infrequently occur within shales.

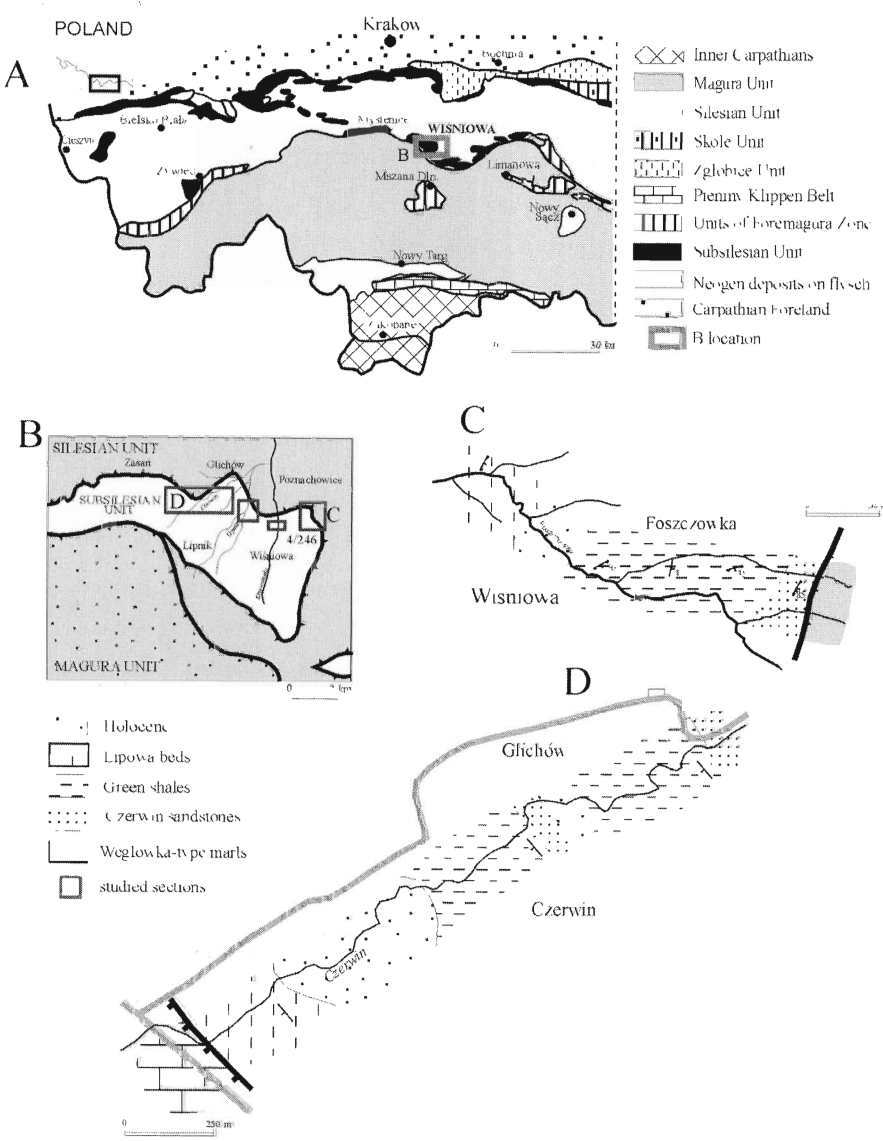


Fig. 1. Location of the study area.

Stratigraphy

The Paleocene age of Czerwin glauconitic sandstones was documented by Bieda (1946, 1947), who investigated nummulites (Burtan, 1978). This age was supported later by biostratigraphical analyses of small forams assemblages. The obtained microfossil assemblages consist of various, mainly agglutinated taxa belonging to over 40 forams genera. According to species content these assemblages were assigned to lower part of *Rzehakina fissistomata* Zone sensu Olszewska (1997) which indicates Paleocene-Danian age. The Paleocene age was determined due to occurrence of forms *Rzehakina fissistomata* (Grzybowski) and *Haplophragmoides mjatliukae* (Małaskowa), together with *Glomospira diffundens* Cushman et Renz, *Glomospirella grzybowskii* (Jurkiewicz), *Remesella varians* (Glaessner), *Rzehakina epigona* (Rzehak) and *Rzehakina minima* (Cushman et Renz).

Paleogeographical setting

The ridges dividing the flysch basins in Outer Carpathians became more distinguished during Paleocene-Eocene providing favorable conditions for development of shallow banks with the carbonate platform sedimentation. The Subsilesian Ridge formed the alimentation center of detrital material during Paleogene. The central part of the ridge was surrounded by shallow water, probably narrow shelf locally dominated by Paleocene reefs and platforms build of red *Corallinaceae* algae *Lithotahamnium*, *Lithophyllum*, *Arhaeolithothamnium*, *Paleothamnium*, *Ethelia*, together with bryozoans, brachiopods, sometimes corals and foraminifers. Patchy distribution of these faunas is confirmed by local occurrence of redeposited organic allodapic limestones within siliciclastic material. The carbonate platform and reef limestone are the source of carbonate material redeposited to the glauconitic Czerwin

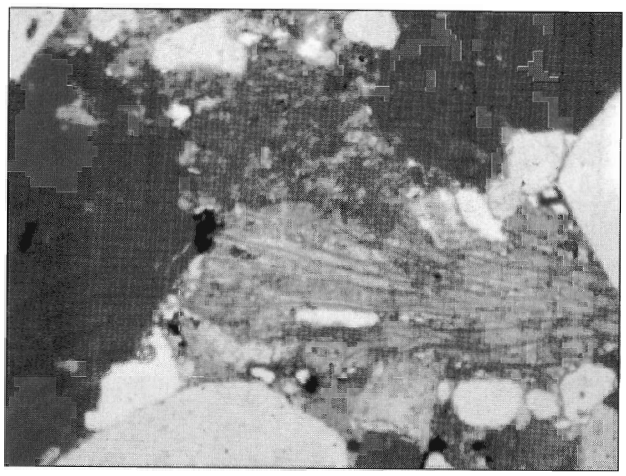


Fig. 2. Thin section of Czerwin sandstone with *Lithophyllum* sp., fragment of Bryozoa, quartz and glauconite.

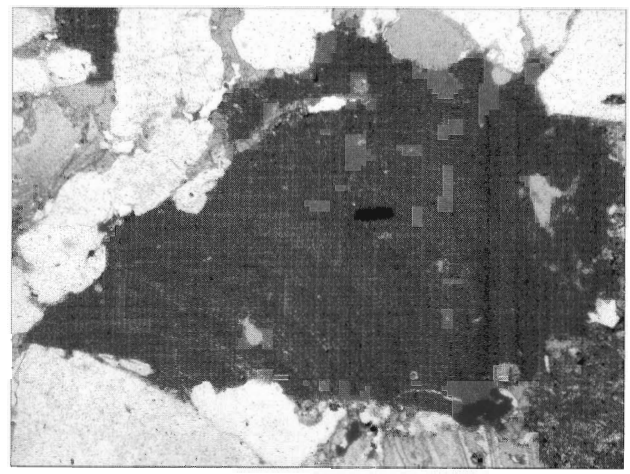


Fig. 3. Thin section of Czerwin sandstones with Bryozoa, red algae, quartz and glauconite.

sandstones and very similar Szydłowiec sandstones in the Subsilesian Unit.

The Czerwin sandstones formed on the slopes surrounding the elevated part of the Subsilesian Ridge. They represent the sandstone-shaly flysch formed during the transitional time between the Early Paleocene stage of coarse clastic sandstone sedimentation and Late Paleocene–Eocene stage of shaly sedimentation. The traces of sandstone sedimentation were present until the end of Paleocene, being reflected by intercalation of the Czerwin type allodapic sandstones within green shales.

Researches were supported by the SCSR grant No. 3 PO4D 020 22 and the UST grant No. 11.11.140.159.

References

Bieda, F., 1946: Stratygrafia fliszu Karpat Polskich na podstawie dużych otwornic. *Rocz. Pol. Tow. geol. 16, 1–52.*

Bieda, F., 1947: Przyczynek do znajomości otwornic fliszu karpackiego. *Rocz. Pol. Tow. geol., 17, 195–123.*

Burtan, J., 1956: Detailed geological map of Poland, 1 : 50 000, sheet Wieliczka. Instytut Geologiczny

Burtan, J., 1964: Detailed geological map of Poland, 1 : 50 000, sheet Mszana Dolna. Instytut Geologiczny

Burtan, J., 1974: Detailed geological map of Poland, 1 : 50 000, sheet Mszana Dolna. Instytut Geologiczny

Burtan, J., 1974: Explanations to the Detailed geological map of Poland, 1 : 50 000, sheet Mszana Dolna. Instytut Geologiczny.

Olszewska, B., 1997: Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: A record of basin geohistory. *Ann. Soc. geol. Pol., 67, 325–337*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 266–267

Neotectonic studies in the Polish Carpathians

WITOLD ZUCHIEWICZ

Institute of Geological Sciences, Jagiellonian University, Oleandry 2A, 30-063 Cracow Poland
witold@ing.uj.edu.pl

(Received 19. 4. 2005)

Abstract

The Polish Outer Carpathians represent a fold-and-thrust belt, composed of a stack of nappes that were finally emplaced during the Middle-Late Miocene times. The neotectonic (Pliocene-Quaternary) activity of this area is evidenced by deformed erosional surfaces of Pliocene and early Quaternary age, upwarped, downwarped, and tilted strath and complex-response Quaternary terraces, drainage pattern changes, diversified rates of fluvial incision in different units during the same time-spans, increased accumulation in subsiding intramontane basins and in the westernmost part of the Carpathian Foredeep, few examples of late Quaternary faulting of fluvial and slope sediments, young jointing within Pliocene molasses in intramontane basins and those of early Quaternary age in the Carpathian Foredeep, as well as by historical records of minor seismicity, usually confined to the Pieniny Klippen Belt and some oblique-slip faults that cut the inner parts of the Outer Carpathians, of magnitudes rarely exceeding 4.5 of the Richter scale. The zones showing tendencies to recent uplift tend to be aligned subparallel to frontal thrusts of individual nappes and larger slices, suggesting the presence of Plio-Quaternary horizontal stresses in the flysch nappes. En echelon arrangement of theses zones, however slightly different in the western and eastern parts of the study area, appears to indicate young sinistral motions along the Kraków-Lubliniec fault zone in the substratum of the overthrust nappes.

Key words: geodynamics, neotectonics, Pliocene, Quaternary, Polish Outer Carpathians

The Polish segment of the Outer Carpathians, composed of a stack of nappes that were finally emplaced during the Middle-Late Miocene times, witnessed differential uplift in the Pliocene and Quaternary. The uplift in Pliocene times was probably of block-type in the western segment of the belt, whereas that in the middle and eastern segments was restricted to subparallel and relatively narrow upwarped zones. The total size of uplift, approximated by the amount of erosional dissection of the Plio-Pleistocene planation surfaces and straths of Quaternary terraces, varied from 150 m to ca. 900 m, averaging at around 300 m. These figures are compatible with those inferred from seismostratigraphic studies. The uplift might have been a result of both post-orogenic isostatic rebound related to erosional unroofing, particularly intensive in the western part of the area, and of the steepening of frontal parts of some nappes due to relaxation of horizontal stresses. Episodes of intensified Quaternary uplift, restricted to relatively narrow zones oriented subparallel to the structural setting of the area and coinciding with frontal parts of overthrust nappes and larger slices, occurred during the Cromerian-Elsterian 1/2, Eemian-Early Weichselian and Weichselian Late Glacial-Holocene times, at rates varying from 0.15 to 2.0 mm/yr. These long (100–250 km) and narrow (15–25 km) zones of localized uplift appear to be a result of the Quaternary relaxation of horizontal stresses that have led to the steepening of the frontal parts of nappes and imbricated slices (cf. Zuchiewicz, 1995, 1998; and references therein).

The available structural data imply that during Late Neogene the structural development of the Polish segment of the Outer Carpathians was controlled by normal faulting. This interpretation is corroborated by geomorphic data indicative of *en block* uplift in the western part of the belt. However, there is no unequivocal evidence to decide whether the faulting was due to successive phases of alternating N–S and E–W extension or owing to one or more phases of multidirectional extension. Moreover, the geomorphic data from the medial and eastern parts of the belt suggest the occurrence of compressional stress regime during Pliocene times (cf. Zuchiewicz et al., 2002).

The data available for Quaternary times show an apparent contradiction. On one hand, the geomorphic evidence partly implies compressional stress arrangement, with the maximum compressive stress being oriented roughly perpendicularly to the belt. This interpretation is compatible with the present-day orientation of the S_{Hmax} inferred from the breakout analysis and from focal solutions of the Krynica earthquakes. The zones showing tendencies to recent uplift tend to be aligned subparallel to frontal thrusts of individual nappes and larger slices, suggesting the presence of Plio-Quaternary horizontal stresses in the flysch

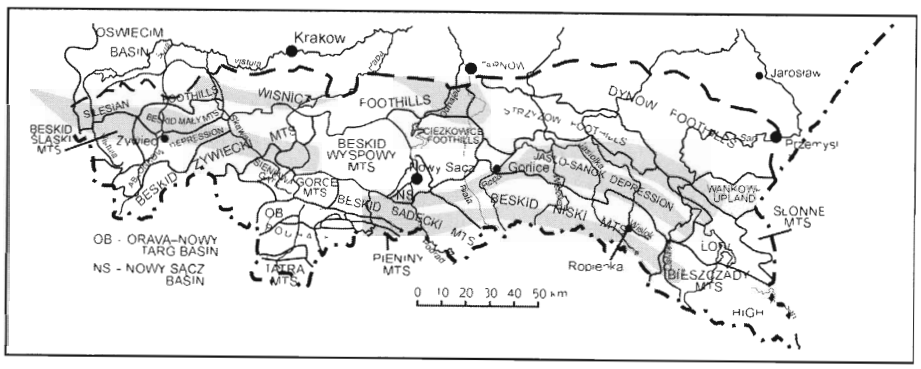


Fig. 1. Physiographic units of the Polish segment of the Carpathians (based on Starkel 1991 modified) showing the zones of Quaternary uplift marked by abnormally high river bed gradients (modified from Zuchiewicz 1998).

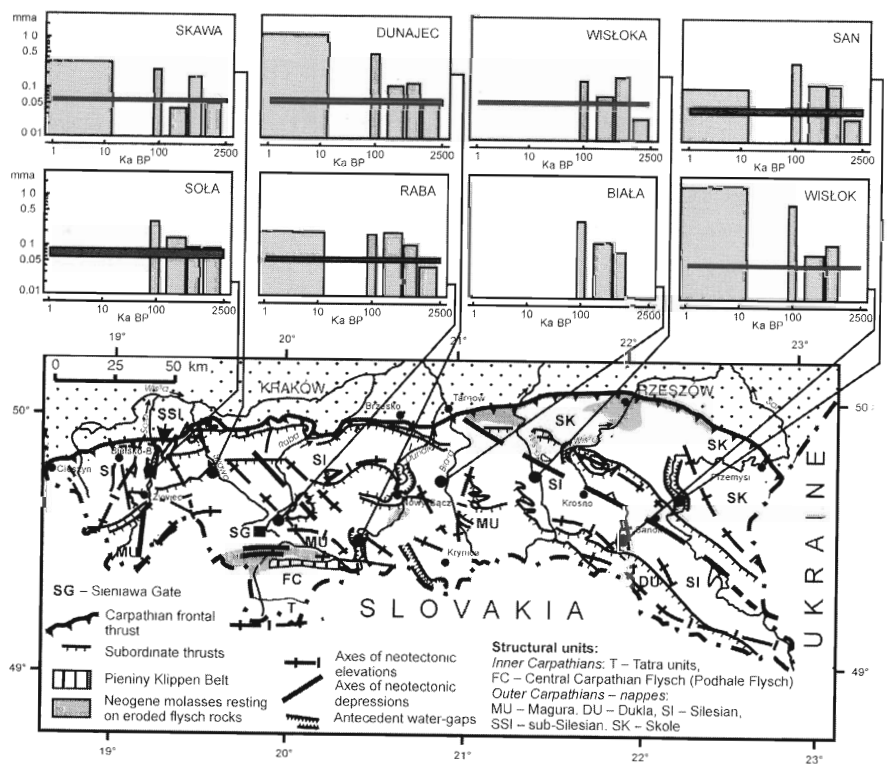


Fig. 2. Neotectonic sketch map of the Polish Carpathians (based on Zuchiewicz, 1998, Zuchiewicz et al. 2002). Diagrams illustrate rates of Quaternary river dissection in those segments of river valleys which are located in neotectonically uplifted structures. Solid lines denote average rates of Quaternary dissection.

nappes. En echelon arrangement of theses zones, however, slightly different in the western and eastern parts of the study area, appears to indicate young sinistral motions along the Kraków-Lubliniec fault zone in the substratum of the overthrust nappes (Zuchiewicz, 2001).

On the other hand, Quaternary normal faulting within the intramontane basins and in localized narrow zones of frontal parts of nappes and larger slices points to extensional stress arrangement. This contradiction can be explained by a concept of normal faulting restricted to the gradually steepening frontal parts of nappes and large slices, whose shortening has been induced by the Recent relaxation of horizontal stresses. These processes were probably not uniform, as shown by differentiated rates of erosional dissection of Quaternary straths in individual geomorphic units within different Quaternary stages. Another, although not contradictory explanation, lies in the general isostatic post-orogenic uplift, being overprinted by coeval horizontal motions within the flysch cover.

References

Starkel, L., 1991: Relief. *In*: I. Dynowska & M. Maciejewski (eds.), *Upper Vistula Drainage Basin, part I. Publ. House PWN Warszawa–Kraków*, 42–54.

Zuchiewicz, W., 1995: Selected aspects of neotectonics of the Polish Carpathians. *Folia quat. (Kraków)*, 66, 145–204.

Zuchiewicz, W., 1998: Quaternary tectonics of the Outer West Carpathians, Poland. *Tectonophysics*, 297, 121–132.

Zuchiewicz, W., 2001: Geodynamics and neotectonics of the Polish Outer Carpathians (southern Poland). *Przegl. geol.*, 49, 710–716.

Zuchiewicz, W., Tokarski, A. K., Jarosiński, M., & Marton, E., 2002. Late Miocene to present day structural development of the Polish segment of the Outer Carpathians. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 3, 185–202.

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 268–271

Paleomagnetizmus neovulkanitov Vihorlatských vrchov

IGOR TÚNYI[1], EMŐ MÁRTON[2], BRANISLAV ŽEC[3] a DIONÝZ VASS[4]

[1]Geofyzikálny ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 845 28 Bratislava, Slovenská republika
[2]Geofyzikálny ústav Loránda Eötvösa, Columbus u. 17-23, 1115 Budapest, Maďarská republika
[3]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika
[4]Geologický ústav SAV, Severná 5, 947 01 Banská Bystrica, Slovenská republika

(Doručené 26. 5. 2005)

Paleomagnetism of Neovolcanics of the Vihorlatské vrchy Mts.

Paleomagnetic study was performed on samples from 9 localities, covered whole range of the volcanics ages of Vihorlatské vrchy Mts. The classical paleomagnetic measurements were carried out. The results indicate that Vihorlatské vrchy Mts. have been rotated after the Sarmatian. Younger volcanics, Pannonian in age, are not or only very slightly rotated.

Key words: Vihorlatské vrchy Mts., neovolcanics, paleomagnetism, paleorotation

Úvod

Vo vihorlatsko-gutinskej zóne v sv. časti transkarpatskej panvy vystupujú produkty bazaltovo-andezitového až andezitového vulkanizmu typu vulkanického oblúka dominantne reprezentované andezitovými stratovulkánmi (Lexa et al., 1993). Sú zoradené do jasne definovateľných segmentov oblúka paralelných s priebehom vlastného karpatského oblúka veľmi blízko predpokladanej subdukčnej zóny. Ich priestorovú a časovú distribúciu priamo kontrolovala subdukcia oceánskej kôry sedimentačného priestoru vonkajších flyšových jednotiek a ich súčasťou sú aj stratovulkány a vulkány Vihorlatských vrchov (Žec et al., 1997). Ich vulkanická aktivita sa začala v strednom sarmate a pokračovala do spodného panónu.

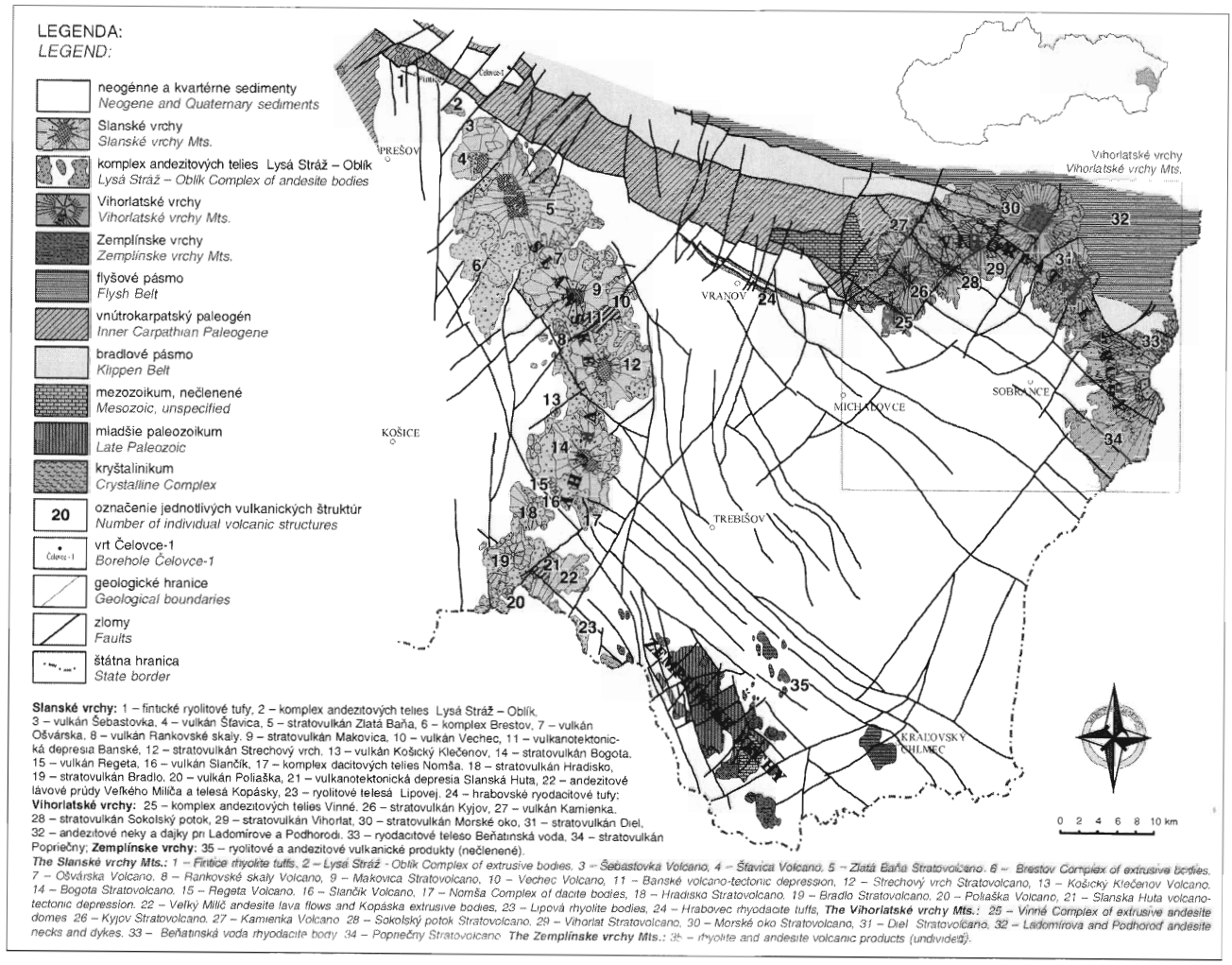
Paleomagneticky sa skúmali na vzorkách z litofácií jednotlivých vulkanických štruktúr a tieto vzorky reprezentujú celý stratigrafický diapazón ich vulkanickej aktivity. Vzorky boli z ryodacitu Beňatinskej vody, andezitových telies vinianskeho komplexu a z vulkanických produktov stratovulkánu Sokolský potok, Diel a Morské oko.

Geologická charakteristika

Geotektonicky vo Vihorlatských vrchoch vystupujú produkty niekoľkých typov vulkanizmu (v zmysle Lexu et al., 1993) odlišujúcich sa produktmi, ako aj priestorovou a stratigrafickou pozíciou (Žec et al., 1997). Jedným z najstarších prejavov vulkanizmu v regióne, ktorý sa začal prejavovať približne v spodnom bádene (okolo 16–15 mil. rokov), je hrabovský ryodacitový tuf, ale ten reprezentuje iný, tzv. areálový typ dacitového až ryolitového vulkanizmu. Vulkanická aktivita pokračovala v strednom sarmate (okolo 12,5 mil. rokov) prienikom vulkanických telies ryodacitového zloženia, ktoré prerážajú vrstvy vekovo staršieho pieskovca a ílovca paleogénu. Jedno z takých telies vystupuje aj na S od Beňatiny v údolí potoka Beňatinská voda. Vulkanizmus (tzv. andezitový areálového typu) podobného charakteru vytvoril aj v jz. časti regiónu morfologicky výrazné kupolovité telesá andezitu vinianskeho komplexu. Ide o vulkanické veľkorozmerové telesá kupolovitej formy (tzv. extruzívne dómy) vystupujúce najmä v oblasti Vinného, Trnavy pri Laborci, Porúbky a na J od Kamienky a Modry nad Cirochou. Vrchný sarmat až spodný panón (od 12,5 do 9,5 mil. rokov) boli najbúrlivejším obdobím vo vývoji regiónu a jeho charakteristickou črtou bol vznik a vývoj andezitových vulkánov a stratovulkánov. Pri vulkanickej aktivite sa vytvorili dve výrazné reťaze andezitových stratovulkánov (Kaličiak et al., 1995). Do východnej, ktorá má smer SZ–JV, patrí morfologicky izolovaný stratovulkán Popriečny, Diel a Morské oko a do západnej, smeru JZ–SV, morfologicky splývajúce stratovulkány Kyjov, Sokolský potok a Vihorlat. Pri Morskom oku sa vulkanické reťaze spájajú. Trochu excentricky vystupuje explozívny vulkán Kamienka, prekrytý lávovými prúdmi stratovulkánu Kyjov, Sokolský potok a Morské oko.

Najvýchodnejšou vulkanickou štruktúrou Vihorlatských vrchov je *stratovulkán Popriečny*. Jeho geologický vývoj charakterizujú dve formácie, a to Popriečny a Petrovce, no jeho prevažná časť vystupuje už na území Ukrajiny. Tento stratovulkán je typický najmä padanými pyroklastikami (brekciami a aglomerátmi) striedajúcimi sa s andezitovými lávovými prúdmi vystupujúcimi v spodnej formácii Popriečny a prevládajúcimi produktmi efuzívnej aktivity vrchnej petrovskej formácie.

Stratovulkán Diel je pomerne dobre zachovaná vulkanická štruktúra na SZ od Popriečneho medzi dolinou vodného toku Beňatinská voda (na J) a Barlahov (na S), ale podstatná časť jeho východnej stavby podľahla denudácii. Stavbu stratovulkánu tvorí formácia Bystrej, Vavrovej, Dielu a komplex centrálnej vulkanickej zóny. Najstaršou



Slanské vrchy: 1 – fintické ryolitové tufy, 2 – komplex andezitových telies Lysá Stráž – Oblík, 3 – vulkán Šebastovka, 4 – vulkán Šťavica, 5 – stratovulkán Zlatá Baňa, 6 – komplex Brestov, 7 – vulkán Ošvárska, 8 – vulkán Rankovské skaly, 9 – stratovulkán Makovica, 10 – vulkán Vechec, 11 – vulkanotektonická depresia Banské, 12 – stratovulkán Strechový vrch, 13 – vulkán Košický Klečenov, 14 – stratovulkán Bogota, 15 – vulkán Regeta, 16 – vulkán Slančík, 17 – komplex dacitových telies Nomša, 18 – stratovulkán Hradisko, 19 – stratovulkán Bradlo, 20 – vulkán Poliaška, 21 – vulkanotektonická depresia Slanská Huta, 22 – andezitové lávové prúdy Veľkého Milača a telesá Kopásky, 23 – ryolitové telesá Lipovej, 24 – hrabovské ryodacitové tufy; **Vihorlatské vrchy:** 25 – komplex andezitových telies Vinné, 26 – stratovulkán Kyjov, 27 – vulkán Kamienka, 28 – stratovulkán Sokolský potok, 29 – stratovulkán Vihorlat, 30 – stratovulkán Morské oko, 31 – stratovulkán Diel, 32 – andezitové neky a dajky pri Ladomírove a Podhorodi, 33 – ryodacitové teleso Beňatinská voda, 34 – stratovulkán Popriečny; **Zemplínske vrchy:** 35 – ryolitové a andezitové vulkanické produkty (nečlenené).

The Slanské vrchy Mts.: *1 – Fintice rhyolite tuffs, 2 – Lysá Stráž - Oblík Complex of extrusive bodies, 3 – Šebastovka Volcano, 4 – Šťavica Volcano, 5 – Zlatá Baňa Stratovolcano, 6 – Brestov Complex of extrusive bodies, 7 – Ošvárska Volcano, 8 – Rankovské skaly Volcano, 9 – Makovica Stratovolcano, 10 – Vechec Volcano, 11 – Banské volcano-tectonic depression, 12 – Strechový vrch Stratovolcano, 13 – Košický Klečenov Volcano, 14 – Bogota Stratovolcano, 15 – Regeta Volcano, 16 – Slančík Volcano, 17 – Nomša Complex of dacite bodies, 18 – Hradisko Stratovolcano, 19 – Bradlo Stratovolcano, 20 – Poliaška Volcano, 21 – Slanska Huta volcano-tectonic depression, 22 – Veľký Milič andesite lava flows and Kopáska extrusive bodies, 23 – Lipová rhyolite bodies, 24 – Hrabovec rhyodacite tuffs,* ***The Vihorlatské vrchy Mts.:*** *25 – Vinné Complex of extrusive andesite domes, 26 – Kyjov Stratovolcano, 27 – Kamienka Volcano, 28 – Sokolský potok Stratovolcano, 29 – Vihorlat Stratovolcano, 30 – Morské oko Stratovolcano, 31 – Diel Stratovolcano, 32 – Ladomírova and Podhorod andesite necks and dykes, 33 – Beňatinská voda rhyodacite body, 34 – Popriečny Stratovolcano.* ***The Zemplínske vrchy Mts.:*** *35 – rhyolite and andesite volcanic products (undivided).*

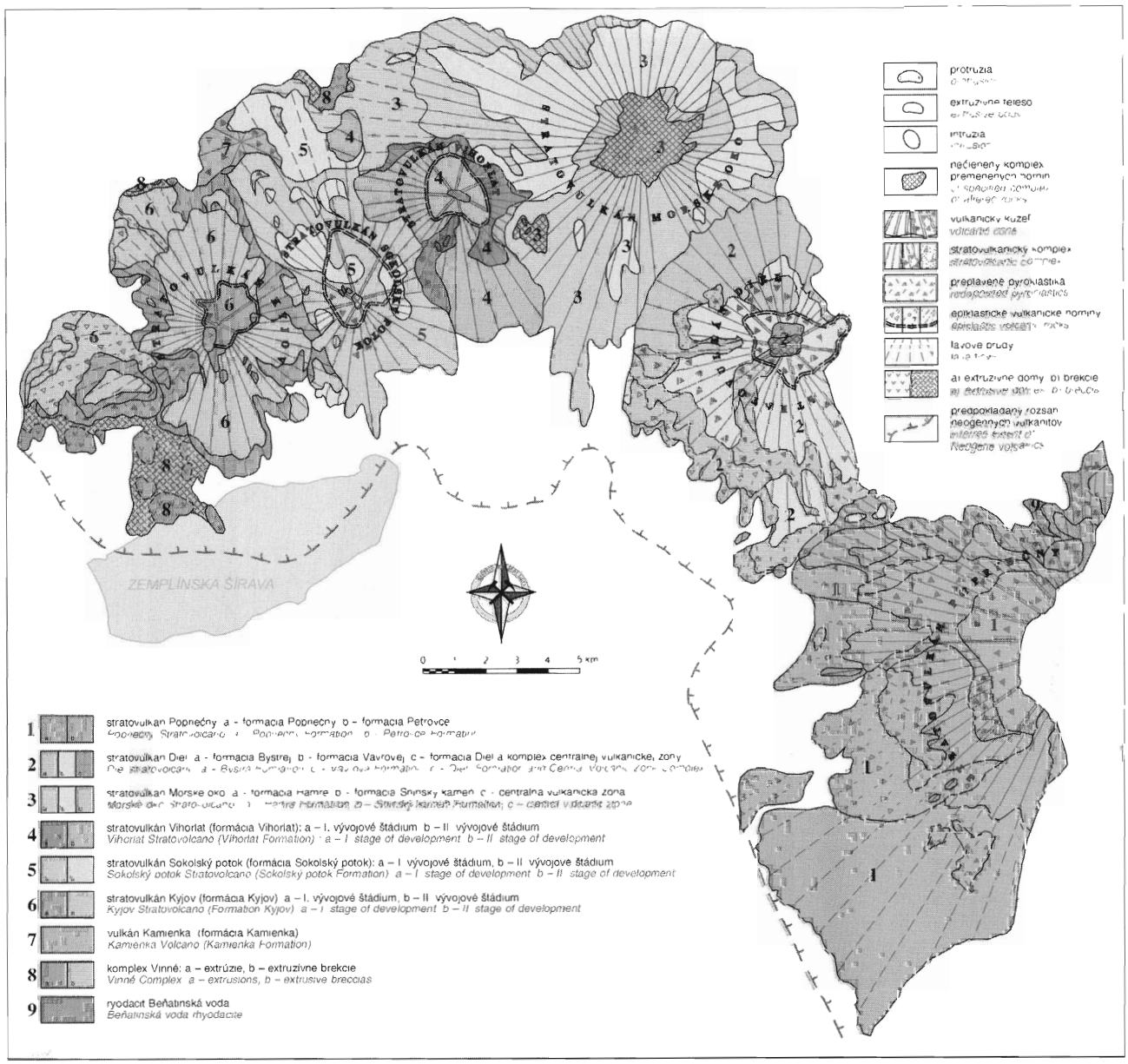
Obr. 1. Pozícia vihorlatských vrchov vo východoslovenských neogénnych vulkanitoch (Žec et al., 2001).
Fig. 1. Position of Vihorlatské vrchy Mts. of Eastern Slovakia Neogene Volcanics (Žec et al., 2001).

časťou je formácia Bystrej, reprezentovaná padanými pyroklastikami (aglomeráty a brekcie), ktoré sú v značnej miere prekryté andezitovými lávovými prúdmi (jednotlivé prúdy majú hrúbku od 20 do 60 m). Uloženie lávových prúdov ovplyvnil celkový tektonický sklon vulkánu na Z. Formácia leží priamo na podloží. Severná časť stratovulkánu má prevažne efuzívny charakter, kým v južnej prevládajú redeponované pyroklastiká.

Formácia Vavrovej nasadá na značne denudovaný a erozívne modelovaný povrch formácie Bystrej. Charakteristické pre ňu sú explozívne vulkanické členy na báze. Prekrývajú ich lávové prúdy a preniká nimi rad dajok (žilné vulkanické telesá) prerážajúcich formáciu Bystrej. Formácia Diel so svojimi vulkanickými produktmi (najmä s dajkami, nekmi, extrúziami andezitu a sporadicky andezitových lávových prúdov) je najmladším členom stratovulkánu. Komplex centrálnej zóny stratovulkánu zahŕňa najmä intruzívne telesá postihnuté premenami, ako aj mladšie andezitové dajky.

Stratovulkán Morské oko vystupuje v sv. cípe Vihorlatských vrchov a patrí medzi najväčšie vulkanické štruktúry oblasti. Je na križovatke dvoch zlomových systémov, a to smeru SZ–JV a SV–JZ. Stratovulkán sa vyznačuje intenzívnym erozívnym zrezom. V centrálnej vulkanickej zóne chýbajú horniny vulkanického kužeľa a na jeho mieste erózia sformovala kotlovitú depresiu obnažujúcu intruzívne, premenami postihnuté horniny. V stavbe stratovulkánu na báze vystupuje hámorská formácia, ale vrchná sninsko-kamenská formácia ju svojimi efuzívnymi členmi (lávové prúdy) v značnej miere prekrýva, pričom je dominantná a v hrúbke 100–400 m tvorí okolo centrálnej vulkanickej zóny takmer súvislý prstenec a buduje vrchné časti hrebeňa smerom od kóty Roh cez Sninský kameň po kótu Lysá. Formácia leží na značne denudovanom povrchu hámorskej formácie. Západnú reťaz smeru JZ–SV tvoria morfologicky splývajúce stratovulkány Vihorlat, Sokolský potok a Kyjov a excentricky vystupuje vulkán Kamienka.

Stratovulkán Vihorlat je situovaný na JZ od stratovulkánu Morské oko a leží v jeho nadloží. Tvoria ho najmä lávové prúdy periklinálne uložené okolo centrálnej protrúzie (prieniku) v oblasti vrcholu Vihorlat. V záreze Jovsianskeho potoka je sčasti odkrytý relikt pyroklastického



Obr. 2. Rozčlenenie Vihorlatských vrchov na stratovulkány a/alebo komplexy (Žec et al., 2001).
Fig. 2. Subdivision of the Vihorlatské vrchy Mts. into stratovolcanoes and/or complexes (Žec et al., 2001).

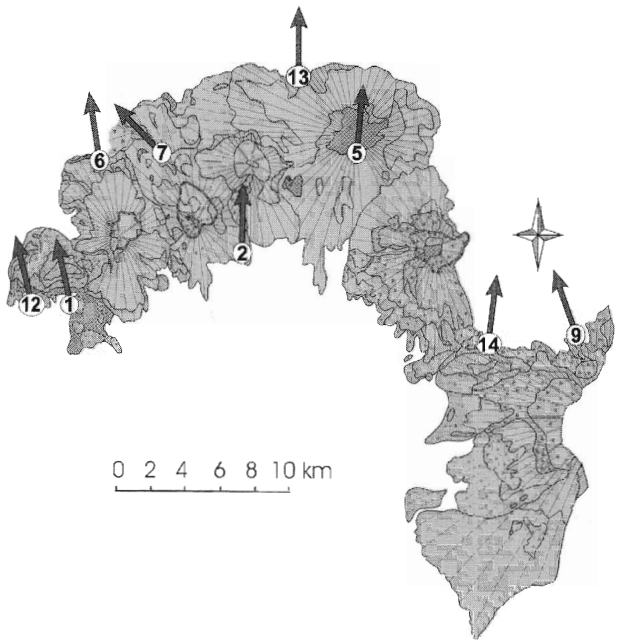
kužeľa preniknutého andezitovými dajkami, ktoré môžu byť oblasťou prívodových systémov.

Stratovulkán Sokolský potok je ďalším členom vulkanického reťazca pokračujúceho na Z. V smere na J pokračovanie vulkanickej stavby Sokolského potoka prekrývajú sedimenty neogénnej panvy. V jeho stavbe sú zastúpené prevažne andezitové lávové prúdy.

Stratovulkán Kyjov je najzápadnejšie situovaný zložitý vulkán. Jeho vulkanické produkty sú pri sz. okraji uložené sčasti na humenskom mezozoiku, na vnútrokarpatskom paleogéne, ako aj na neogénnych sedimentoch neogénu. Smerom na J pokračovanie stratovulkánu prekrývajú uloženiny neogénnej panvy. V stavbe stratovulkánu prevažujú andezitové lávové prúdy a v jeho západnej časti vystupujú epiklastické vulkanické horniny a preplavené pyroklastiká.

V severozápadnom cípe Vihorlatských vrchov asi 1 km na V od obce Kamienka vystupuje vulkán rovnakého mena. *Vulkán Kamienka* je odkrytý hlbokým erozívnym zárezom doliny potoka Kamenica. Pyroklastické produkty (pyroklastická brekcia a aglomeráty) vystupujú na obidvoch svahoch doliny. Prevažná časť vulkánu vrátane prívodového systému (dajky a neky) je odkrytá na južných svahoch kóty Ostrá stráň (492,4 m). V nadloží vulkánu vystupujú lávové prúdy stratovulkánu Morské oko, Sokolský potok a Kyjov.

V stavbe andezitových stratovulkánov sa neprejavili výraznejšie etapy denudácie, ktoré by časovo oddeľovali



Obr. 3. Paleomagnetické smery
Fig. 3. Paleomagnetic directions.

ich vývoj. O približne rovnakom čase vzniku všetkých vyčlenených andezitových stratovulkánov svedčia vzájomné vzťahy ich litofácií, ktoré sa v miestach styku prstovite prekrývajú, ako aj rádiometrické datovanie zo vzoriek stratovulkánov (Pecskay in Žec et al., 1997).

Paleomagnetické výsledky a diskusia

Paleomagneticky sa skúmali vzorky z deviatich lokalít pokrývajúcich celý vekový rozsah vulkanitov. Jedna časť meraní sa vykonala v paleomagnetickom laboratóriu ELGI v Budapešti a druhá v paleomagnetickom laboratóriu Geofyzikálneho ústavu SAV v Bratislave. Pri výskume sa použili štandardné metódy tepelnej demagnetizácie alebo kombinácia tepelnej demagnetizácie a demagnetizácie striedavým magnetickým poľom. Ukážky paleosmerov sa prezentujú na stereoprojekciách na obr. 5 a výsledky zhŕňa obr. 3.

Merania ukázali, že andezitové telesá vinnianskeho komplexu majú západnú rotáciu (CCW – proti smeru hodinových ručičiek 9–15° (lokalita Kamienka, zárez cesty do Vinného, Trnava pri Laborci – hradný vrch), kým vyodacie extruzívneho telesa Beňatinská voda CCW rotáciu 20°. Ostatné merané andezitové telesá alebo nerotovali, alebo majú malú východnú rotáciu (CW – v smere hodinových ručičiek). Stratovulkán Sokolského potoka sa rádiometricky datoval na 10,2–10,9 Ma a jemu patriace andezitové teleso, vzorkované pri Jovse, nerotovalo (1° CW). Anomálna CCW rotácia 44° sa zistila na vzorkách lokality Jedlinky. Stratovulkán Diel je rádiometricky datovaný na 10–11,6 Ma. Andezitový lávový prúd, vzorkovaný pri Podhorodi, má CW rotáciu 7°. Rádiometrické datovanie stratovulkánu Morské oko poskytlo vek 9,4–11,9 Ma. Lávový prúd stratovulkánu, vzorkovaný pri Zemplínskych Hámroch, nerotoval (0°) a jeho ďalší lávový prúd, vzorkovaný na J od jazera Morské oko, mal CW rotáciu 5°.

Záver

Z paleodeklinácií vyplýva, že Vihorlatské vrchy mali po sarmate CCW rotáciu. Mladšie vulkanity panónskeho veku alebo nerotovali, alebo mali len veľmi malú CW rotáciu. Toto zistenie je v súlade s koncepciou rotácií východoslovenskej neogénnej panvy (Márton et al., 2000). Orlický (1989) z Vihorlatských vrchov publikoval päť podobných stredných paleosmerov. Ich rozptyl bol pri paleodeklinácii 20° CCW – 7° CW a v paleoinklinácii 32–70°. Merania vykonával na vrchnobádenských až strednosarmatských vzorkách. Nové výsledky paleomagnetického štúdia vzoriek z vulkanických štruktúr Vihorlatských vrchov pomôžu pri interpretácii a chápaní vývoja tohto regiónu, ako aj jeho vzťahu k okolitým geologickým jednotkám.

Literatúra

Lexa, J., Konečný, V., Kaličiak, M., & Hojstričová, V., 1993: Distribúcia vulkanitov karpatsko-panónskeho regiónu v priestore a čase. *In*: M. Rakús & J. Vozár (eds.), *Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. GÚDŠ Bratislava, 57–69.*

Márton, E., Vass, D., & Túnyi, I., 2000: Counterclockwise rotations of the Neogene rocks in the East Slovak Basin. *Geol. Carpath., 51, 3, 159–168.*

Orlický, O., 1989: Využitie paleomagnetizmu na poznanie dynamiky niektorých komplexov východoslovenských neovulkanitov v oblasti Vihorlatu. *Mineralia Slov., 1, 59–69.*

Žec, B., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S. ml., Karoli, S., Baňacký, V., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, L., & Spišák, Z., 1997a: Geologická mapa Vihorlatských a Humenských vrchov M 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Žec, B., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S. ml., Baňacký, V., Karoli, S., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, L., Spišák, Z., Bodnár, J., Jetel, J., Boorová, D., & Zlinská, A., 1997b: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov M 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ, 254.*

Žec, B., Kaličiaková, E., Žecová, K., Stercz, M., Rovňák, L., & Palko, I., 2001: Geologicko-náučná mapa Vihorlatských vrchov. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 272–278

Geologická, vulkanologická a petrologická charakteristika andezitových dajok a nekov pri Ladomirove

BRANISLAV ŽEC[1], PATRIK KONEČNÝ[2] a JÁN KRÁĽ[2]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika, zec@gssr-ke.sk
[2]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika

(Doručené 16. 5. 2005)

Geological, volcanological and petrological characteristic of andesite dykes and necks near Ladomirov village

The peculiar andesite necks and dykes from the areas away of volcanic structures of Vihorlatské vrchy Mts. outcrop mainly in the area of Outer Flysch Belt in the Magura nappe. These small bodies are bound with faults and tectonic boundaries of geological units. Our study was focussed on two necks in the Ladomirov village surroundings. Small distance of both andesite necks and close time spread of emplacement of both bodies indicate the possible common origin of magma in the same reservoir. The differences in water contents, porphyroblast composition, matrix character, the presence or absence of K-feldspars and anorthoclase in matrix, the differences in magmatic as well as eutectic crystallization temperatures suggest rather the separate magma development in sub-reservoirs located in close vicinity.

Key words: andesite neck, Neogene volcanics, flysch sediments

Úvod

Jedným z najvýznamnejších prvkov v geologickej stavbe východného Slovenska na hraniciach s Ukrajinou je masív neogénnych vulkanitov Vihorlatských vrchov. Reprezentujú ich najmä polygenetické vulkány, ako aj komplexy extruzívnych telies s vulkanickou aktivitou od stredného sarmatu do spodného panónu (Žec et al., 1997). Na SV od nich v oblasti Ladomirova, Inoviec a Podhorode vystupujú andezitové neky a dajky, ktoré prenikajú sedimentmi račianskej, bystrickej a krynickej jednotky magurského príkrovu vonkajšieho flyšového pásma (obr. 1). Andezitové neky ojedinele vystupujú aj v pročskom súvrství bradlového paleogénu. Prvé poznatky o geologickej pozícii, petrografické charakteristiky niektorých andezitových nekov od Ladomirova sú známe už zo 60. rokov 20. stor. z etapy vyhľadávacieho prieskumu Hg zrudnenia (Džubera et al., 1966; Križáni et al., 1972). Geologickou pozíciou ďalších telies vo vzťahu k vývoju Vihorlatských vrchov (najmä z oblasti Podhorode a Inoviec) sa zaoberal Kaličiak et al. (1995) a Žec et al. (1997).

Geologická a vulkanologická charakteristika

Andezitové neky a dajky na sv. Vihorlatských vrchov reprezentujú len krátky časový úsek formovania vulkanizmu vo východoslovenskom neogénnom bazéne. Predstavujú typ vulkanizmu charakteristický extruzívnymi telesami (amfibolicko-pyroxenických ± granátových andezitov) a plytkými intrúziami dioritových porfýrov s vývojom predovšetkým v strednom sarmate (Pecskay et al., 1995). Je vyvinutá paralelne s karpatským oblúkom od telesa Lysá stráž na SZ cez Kapušany a Oblík po Vinné na JV.

V poslednom období bolo publikovaných niekoľko prác zaoberajúcich sa geotektonickou pozíciou východoslovenskej oblasti so zreteľom na pozíciu neogénneho vulkanizmu (Kaličiak a Pospíšil, 1990; Kaličiak a Žec, 1995; Kováč et al., 1995; Lexa a Konečný, 1998; Lexa a Kaličiak, 2000). Základnú predstavu o geotektonickej pozícii neogénneho až kvartérneho vulkanizmu v celom karpatsko-panónskom regióne podal Lexa et al. (1993).

Pre vrchný sarmat až spodný panón je prevažne charakteristický vývoj morfologicky splývajúcich polygenetických andezitových vulkánov Vihorlatských vrchov formujúcich sa do východnej a západnej reťaze (Kaličiak et al., 1995), ktoré sa v oblasti stratovulkánu Morské oko vzájomne stretávajú a litofáciami navzájom prekrývajú. Andezitové telesá majú rovnaké stratigrafické postavenie (Pecskay in Žec et al., 1997) ako stratovulkanické štruktúry, ale prerážajú sedimenty pročského súvrstvia bradlového paleogénu, ako aj magurského príkrovu vonkajšieho flyšu na SV od Vihorlatských vrchov.

Na S až na SV od stratovulkánu Morské oko pri Ladomirove cez sedimenty magurského príkrovu prenikajú dajky a neky pyroxenicko-amfibolického andezitu. Na V od Ladomirova v lome pri ceste a za potokom andezitové neky prerážajú najmä pieskovcové a ílovcové vrstvy zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky. Na JZ a na J od kóty Runzák (379,5 m n. m.) na jz. strane obce dajky a neky prenikajú cez vrstvy pieskovca a ílovca belovežského a zlínskeho súvrstvia bystrickej a krynickej jednotky.



Obr. 1. Geologická schéma rozmiestnenia nekov v regióne. 1 – molasové sedimenty (neogén). 2 – sarmatské andezitové stratovulkány (Diel, Morské oko) a – centrálna vulkanická zóna, b – proximálna vulkanická zóna, c – periférna vulkanická zóna. 3 – sarmatské subvulkanické intrúzie (diority a dioritové porfýry). 4 – dukliansky príkrov. 5 – magurský príkrov (račianska tektonická jednotka). 6 – magurský príkrov (bystrická jednotka). 7 – magurský príkrov (krynická tektonická jednotka). 8 – bradlové pásmo (vrchnokriedové a mladšie sedimenty). 9 – bradlové pásmo (sedimenty strednej – vrchnej kriedy).

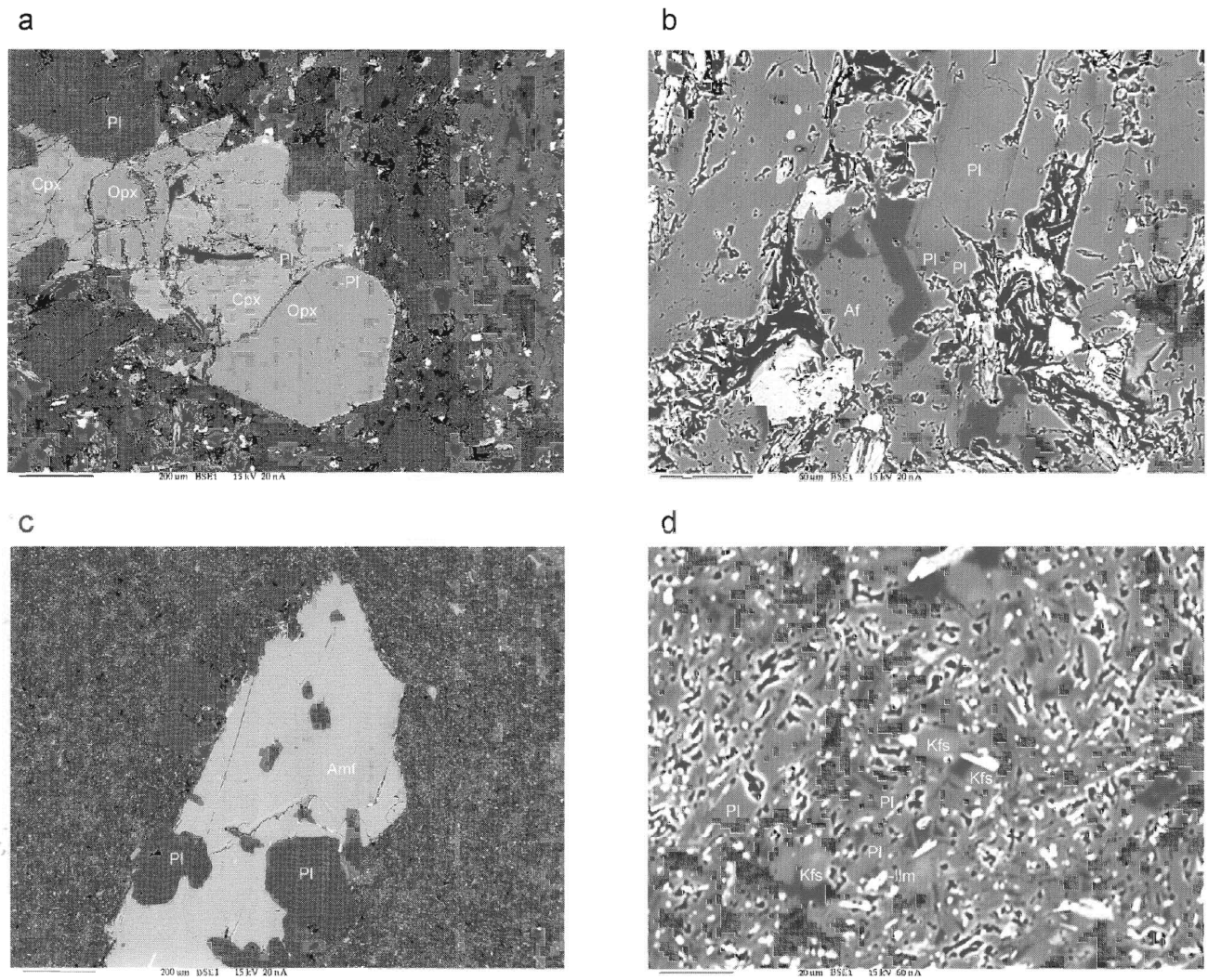
Fig. 1. Geological scheme of necks arrangement in region. 1 – molasse sediments (Neogene). 2 – Sarmatian andesite stratovolcanoes (Diel, Morské oko): a – central volcanic zone, b – proximal volcanic zone, c – peripheral volcanic zone. 3 – Sarmatian subvolcanic intrusions (diorites and diorite porphyries). 4 – Dukla nappe. 5 – Magura nappe (Rača tectonic Unit). 6 – Magura nappe (Bystrica tectonic Unit). 7 – Magura nappe (Krynica tectonic Unit). 8 – Klippen Belt (Cretaceous and younger sediments). 9 – Klippen Belt (Middle – Upper Cretaceous sediments).

Rádiometrické datovanie (Pecskay et al., 1995) z telesa vystupujúceho na V od obce za potokom indikovalo stratigrafické zaradenie prieniku týchto telies (12,4 ± 1,0 Ma) do stredného sarmatu. Telesá sú masívne s blokovito-doskovitou odlučnosťou. Na ich styku so sedimentmi vonkajšieho flyšového pásma sú sedimenty často termicky prepracované (pieskovec a ílovec).

Na SV od stratovulkánu Diel vystupujú neky pyroxenicko-amfibolického andezitu a pyroklastické brekcie najmä v sedimentoch pročského súvrstvia a na tektonickej línii smeru SZ–JV. Ich litostratigrafická pozícia (10,8 ± 0,7 Ma, Pecskay in Žec et al., 1997) sa spája s vývojom najmladšej formácie (Diel) stratovulkánu Diel. V oblasti kóty Hôrka (599,1 m n. m.) vystupuje morfologicky vypreparovaný (60 x 50 m veľký) andezitový nek pyroxenicko-amfibolického andezitu vo vrcholovej časti s výraznou stĺpcovitou odlučnosťou. Ďalší podobný nek vystupuje v oblasti kóty 592,0 m n. m. Na JV od týchto nekov pri kóte 554,1 m n. m. vystupuje relikt pyroklastických brekcií a na JV od Inoviec andezitové dajky a neky pyroxenicko-amfibolického andezitu pri kóte Hôrka, ktoré majú podobný charakter a typickú masívnu, blokovito-doskovitú odlučnosť.

Petrografia a zloženie horninotvorných minerálov

Vzorka Lad-1 (Ladomirov, andezitový nek odkrytý v lome pri ceste). Hornina je tmavosivá, má porfyrický charakter a ostrohranný sklovitý lom. Na lomovej ploche možno rozoznať svetlé lištovité plagioklasy (do 2,5 mm) a tmavé výrastlice (do 2 mm). V optickom mikroskope, na BEI snímkach a podľa bodovej chemickej analýzy má andezit porfyrické výrastlice plagioklasu prerastené amfibolom (tab. 1). Niekedy sú menšie výrastlice plagioklasov inkludované v amfiboloch. Základná hmota je mikrolitická. Prevažne ju tvoria drobné lištovité plagioklasy prerastené anhedrálnym draselným živcom a anhedrálnym miestami až intersticiálnym kremeňom. Celou základnou hmotou preniká množstvo tyčinkovitých ilmenitov. V základnej hmote vystupujú malé korodované ortopyroxény (veľké do 50 µm). Stredy výrastlíc plagioklasov sú výrazne bázické (~An_{80}). Plagioklasy inkludované v amfiboloch sú tiež bázické (An_{66-78}), ale nemajú taký vysoký An obsah ako stredy výrastlíc. Zloženie prechodných a okrajových zón výrastlíc plagioklasov sa postupne posúva k nižšiemu obsahu anortitového komponentu (~An_{63}). Trend všeobecného poklesu bazicity prerušujú oscilačné zóny. Výrastlice amfibolov sú často korodované a vyznačujú sa zmenou zloženia od stredu po okraj vo forme normálnej zonálnosti. Stredy majú pargazitové zloženie a smerom k okraju ich obrastá tschermakit. Napriek rôznej pozícii v klasifikačnom diagrame majú amfiboly podobné zloženie. Pomer $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ má tschermakit 0,69–0,82, pargazit 0,75–0,78 a Si p. f. u. tschermakit 6,12–6,02 a pargazit 6,26–6,01. Malé korodované ortopyroxény majú prevahu Mg nad Fe (Mg/(Mg + Fe)*100 = ~67, En_{67} Wo_3 Fs_{30}). Lem okolo výrastlíc plagioklasov je oveľa kyslejší ($An_{\sim 64}$) ako ich okraje a väčšinou nasadá



Tab. 1. BEI snímky. a – vzorka Lad-1, amfibolický andezit, prerastanie ortopyroxénu a klinopyroxénu (Opx, Cpx) s plagioklasom, b – koexistujúce plagioklasy (Pl) a alkalické živce (Af) v základnej hmote, c – vzorka Lad-2, dvojpyroxénový andezit, prerastanie amfibolu plagioklasu, d – koexistujúce plagioklasy a draselné živce v základnej hmote.

Tab. 1. BEI photos: a – sample Lad-1, amphibole andesite, intergrowths of ortho- and clinopyroxene (Opx, Cpx) with plagioclase, b – coexisting plagioclases (Pl) and alkali feldspars (Af) in matrix, c – sample Lad-2, two-pyroxene andesite, intergrowths of amphibole and plagioclase, d – coexisting plagioclases and K-feldspars in matrix.

na korodovaný okraj výrastlíc. Malé lištovité plagioklasy v základnej hmote sú ešte kyslejšie (An_{60-57}) a súčasne majú vyšší obsah Or komponentu ($Or_{1.5-2.2}$). Podľa formy výstupu v základnej hmote draselné živce koexistujú s plagioklasmi a vyznačujú sa vysokým obsahom Ab komponentu (Or_{69-73}, Ab_{25-29}).

Vzorka Lad-2 (Ladomirov, andezitový nek odkrytý v lome pri potoku. Hornina čiernosivej farby má sklovitý lom, na ktorom sú pozorovateľné biele až priezračné plagioklasy (do 1 mm) a miestami aj čierne mafické výrastlice (do 0,7 mm). V optickom alebo elektrónovom mikroskope má hornina porfyrickú štruktúru. Medzi porfyrickými výrastlicami prevažujú plagioklasy nad alkalickými živcami (anortoklasmi) a pyroxénmi. Porfyrické výrastlice plagioklasov, ktoré sa často prerastajú s pyroxénmi (tab. 1) alebo sú v nich priamo inkludované, majú vysokú bazicitu (An_{80-83}). Výrastlice klinopyroxénov majú nevýraznú oscilačnú zonálnosť a ich zloženie sa mení iba v malom rozsahu (~En_{42} Wo_{43} $Fs_{13.5}$). Mnohé výrastlice klinopyroxénov majú lem, ktorý narastá na korodované výrastlice odlišného zloženia (En_{34-40} Wo_{37-40} Fs_{19-25}). Analogické zloženie majú aj malé klinopyroxény v základnej hmote. Podobne ako klinopyroxény aj ortopyroxény majú odlišné zloženie výrastlíc (En_{71-73} $Wo_{2.6-2.8}$ Fs_{24-25}) ako lem alebo malé kryštály v základnej hmote (En_{60-68} $Wo_{3.3-3.7}$ Fs_{24-25}). Základnú hmotu temer výlučne tvorí lištovitý plagioklas. Alkalický živec, intersticiálny kremeň a úlomkovité pyroxény alebo euhedrálne jedince sú zastúpené podradne. V základnej hmote vystupuje množstvo drobných lištovitých ilmenitov. Nižšou bazicitou ako výrastlice sa vyznačujú stredy lištovitých plagioklasov v základnej hmote (~An_{62}). Smerom k okraju ich bazicita

ešte klesá až na An_{35}. V priemere prevažnú časť základnej hmoty tvoria plagioklasy s bazicitou An_{51-64}. Medzi ďalšími minerálmi v základnej hmote sme identifikovali raritný biotit. Má typicky intersticiálne obmedzenie, vyznačuje sa nižším obsahom TiO_2 (1,8 hmot. %) a vyšším FeO (16,5 hmot. %). Nápadné je vysoké zastúpenie F (6,3 hmot. %). Kryštalinitu základnej hmoty možno zistiť podľa veľkosti lištovitých plagioklasov v smere osi *c*, ktorá sa pohybuje okolo 150–200 μm.

Petrologické zaradenie hornín

Hlavné, ako aj stopové prvky andezitu z neku pri potoku (VG-38) sú zoradené v tab. 2. Nízky pomer FeO/MgO 0,77 i obsahu 59 hmot. % a aj pozícia v projekcii AFM zodpovedajú Ca alkalickej sérii hornín. Zloženie andezitov závisí od geotektonickej pozície. V smere od oceánskych ostrovných oblúkov po hrubé kontinentálne okraje priemerný obsah K, Rb, Ba, La, Ce, Pb, Th, Zr a Hf a pomer La/Y, Zr/Y, Ni/Co rastie, kým obsah Y a pomer K/La, Sc/Cr, Sc/Ni (Jakeš, 1972; Bailey, 1981) klesá. Obsah prvkov alebo pomer prvkov geotektonických prostredí (Bailey, 1981) ilustruje tab. 3. Andezit (VG-38) podľa trendu rastu alebo ochudobňovania má charakter ovplyvnený kôrovým materiálom, ktorý zodpovedá geotektonickému prostrediu lokalizovanému na konsolidovanej až hrubej kontinentálnej kôre. Pomer medzi Zr/Y = 4 na klasifikačnom diagrame podľa Pearcea (1983) oddeľuje andezity na kontinentálnych a ostrovných oblúkoch. Tento andezit má pomer Zr/Y = 8,15 a pri obsahu Zr 163 ppm spadá do poľa kontinentálnych oblúkov.

Tab. 2
Hlavné a stopové prvky andezitu z lokality Lad-2
Major and trace elements of andesite from the locality Lad-2

Vzorka VG-38					
oxid	hmot. %	prvok	ppm	prvok	ppm
SiO_2	59,35	Cu	22	W	2
TiO_2	1,061	Pb	11	V	110
Al_2O_3	17,27	Zn	62	Ga	13
Fe_2O_3	3,16	As	3	Be	1,5
FeO	3,76	Sb	20	Y	20
MnO	0,102	Sr	329	Zr	163
MgO	2,10	Ba	569	Nb	19
CaO	5,99	Rb	58	Sc	13,6
Na_2O	3,78	Cs	6	Ta	1
K_2O	2,13	Cr	18	Hf	5
P_2O_5	0,207	Co	18	Au	0,1
H_2O^-	0,31	Ni	11	U	3
H_2O	1,08	Mo	0,8	La	24
Spolu	99,22			Ce	41

Geotermometria

Na plagioklasovo-amfibolovú termometriu sme prednostne použili páry, ktoré sa prerastajú, t. j. sú koexistujúce. Pomerne stabilné zloženie amfibolu aj plagioklasu sa odrazilo na konzistentnom súbore teplôt. Do prepočtu vstupuje aj tlak, ktorý môže významne zmeniť výsledné teploty. Preto sme teploty modelovo prepočítali na rôzne tlaky (tab. 4). Priemer zo zistených teplôt je pri 10 kbar 858 °C, 5 kbar 958 °C a 2,5 kbar 1010 °C. Nárast tlaku spôsobuje zníženie rovnovážnej teploty.

Ternárny dvojživcový termometer je veľmi citlivý na presné zloženie živca, čo sa prejavuje aj na vypočítanej teplote T_{Ab}, T_{An} a T_{Or} (tab. 5). Podmienka rovnováhy je splnená aj vtedy, ak sú dve blízke hodnoty teploty (Fuhrman a Lindsley, 1988). Z tab. 5 vyplýva, že sa dve blízke teploty nájdu vždy, čiže všetky živcové páry možno

Tab. 3
Priemerný obsah prvkov alebo pomeru prvkov (avg) a ich rozsah v ppm geotektonických prostredí zoradených podľa rastúcej hrúbky kôry (1–4), prevzaté podľa Baileya (1981). Šípky naznačujú vzostupný alebo zostupný trend
Average element contents or element rates (avg) and their content ranges in ppm for individual geotectonic environments ordered according to crustal thickening (1–4; taken from Bailey, 1981). Arrows show ascending or descending trend

	1		2		3		4		
	ostrovné oblúky nízko draselné		ostrovné oblúky vysoko draselné		kontinentálne ostrovné oblúky		hrubé kontinentálne oblúky		
	avg	rozsah	avg	rozsah	avg	rozsah	avg	rozsah	trend
K	0,51	0,32–0,59	1,20	0,68–2,70	1,37	0,83–1,99	1,95	1,36–2,49	⇑
Rb	8,3	2,4–13	28,0	10–129	44,0	18–113	66,0	35–121	⇑
Ba	152	68–175	318	165–1850	395	243–875	605	360–1180	⇑
Sr	220	137–390	434	248–900	400	125–1100	601	265–860	⇑
Pb	2,90	2,3–4	5,00	2,85–12	10,30	5–21	11,50	11,5–12	⇑
La	3,0	2,35–3,7	11,7	8–36,3	17,0	10,8–25	28,5	19,2–44,8	⇑
Ce	6,9	5,9–14,1	23,5	15,5–88,5	37,0	25,5–65	60,7	42,2–99,8	⇑
Y	25	17–36	20	17–40	22	18–28	15	8–24	⇓
Zr	63	38–110	111	35–250	117	100–250	181	88–230	⇑
Hf	1,55	0,92–2,6	2,43	2,1–4,5	3,44	1,9–4,6	5,75	4,5–6	⇑
La/Y	0,11	0,076–1,25	0,58	0,3–1,1	0,93	0,6–1,1	1,46	1,28–1,63	⇑
Zr/Y	2,2	1,5–3,8	4,7	0,88–10,3	5,4	4,3–10	14,6	6,6–30	⇑
Ni/Co	0,29	0,2–0,76	0,52	0,2–1,52	0,95	0,45–2,2	1,40	0,33–3,3	⇑
Sc/Cr	3,80	0,7–15,5	0,80	0,3–6,7	0,61	0,13–2,1	0,36	0,06–0,75	⇓
Sc/Ni	3,40	2,1–>6,2	2,00	0,43–7,5	1,10	0,44–4,2	0,55	0,18–1	⇓

Tab. 4
Výsledky amfibolovo-plagioklasovej termometrie (Blundy a Holland, 1990; Holland a Blundy, 1994) andezitu z lokality Lad-2
Results of amphibole-plagioclase thermometry (Blundy and Holland, 1990; Holland and Blundy, 1994) for andesite from locality Lad-2

plagioklas Ab	amfibol Si p. f. u./13kat	T (°C) pre tlak 10 kbar	T (°C) pre tlak 5 kbar	T (°C) pre tlak 2,5 kbar
23.8	6.12	837	943	996
23.8	6.12	838	944	997
32.3	6.01	876	977	1027
32.3	6.04	866	966	1016
32.3	6.05	864	964	1014
32.3	6.01	876	977	1027
21.7	6.05	859	970	1025
30.2	6.02	871	973	1025
25.6	6.26	798	898	948
25.6	6.04	861	968	1021
priemer		855	958	1010

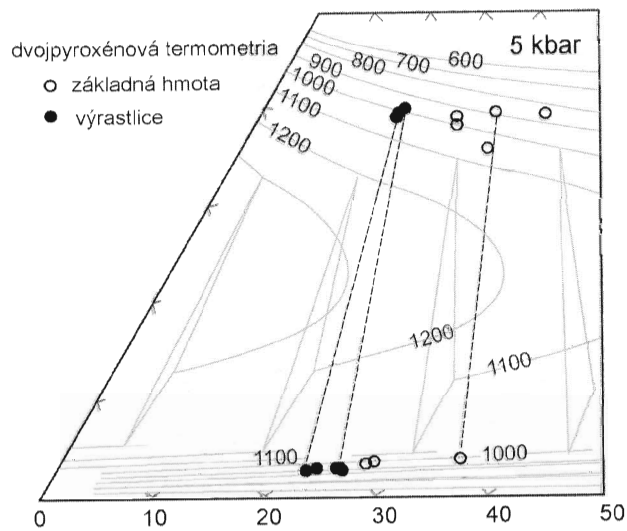
Tab. 5
Výsledky dvojživcovej termometrie (Fuhrman a Lindsley, 1988). Ab, An a Or predstavujú albitový, anortitový a ortoklasový komponent v zložení živcov. T_{Ab}, T_{An} a T_{Or} je teplota vypočítaná pre jednotlivé komponenty
Results of two-feldspar thermometry (Fuhrman and Lindsley, 1988). Ab, An and Or represent the albite, anortite and orthoclase components in the feldspar composition. T_{Ab}, T_{An}, T_{Or} represent temperatures calculated for particular temperatures

plagioklas			draselný živec			teplota (°C)		
Ab	An	Or	Ab	An	Or	T_{Ab}	T_{An}	T_{Or}
52.6	39.4	8.0	27.4	8.7	63.9	858	1035	858
40.9	56.9	2.2	25.5	2.4	72.1	924	927	761
42.3	56.1	1.6	26.1	0.9	73.1	940	824	722
40.3	57.4	2.2	26.7	1.4	71.9	1002	850	760
40.3	57.4	2.2	29.2	1.9	68.8	1152	846	765
								priemer

Teplota je vypočítaná pre tlak 500 bar
Temperature is calculated for pressure 500 bar

považovať za koexistujúce. Keďže mikrolitické živce v základnej hmote reprezentujú eutektické podmienky, vypočítali sme teplotu pre tlak 500 bar. Priemerná teplota dvojživcovej termometrie je 881 °C.

Grafický dvojpyroxénový termometer môže poukazovať na rovnováhu medzi obidvoma pyroxénmi. Rovnovážne páry majú spojnicu paralelnú s izoteplotnými líniami pre obidva pyroxény (obr. 2). Prerastajúce sa výrastlice ortopyroxénov aj klinopyroxénov sú podľa obr. 2 v rovnováhe. Malý rozptyl v zložení výrastlíc pyroxénov sa odráža v úzkom teplotnom intervale 890–1030 °C. Pri pároch v základnej hmote sa rovnováha preukazuje ťažko. Výnimkou je jeden pár, ktorý vyjadruje teplotu 900 °C. V základnej hmote sa často vyskytujú ostrohranné alebo izometrické drobné pyroxény, ktoré môžu byť reliktmi z rozrušených skôr vykryštalizovaných pyroxénov. Na obr. 2 majú mnohé ortopyroxény podobné zloženie ako výrastlice, čo signalizuje ich úlomkovitý pôvod, ale nie priamu eutektickú kryštalizáciu. Klinopyroxény v základnej hmote majú vyšší obsah Fs komponentu ako výrastlice. Vysoká miera rozptylu zloženia klinopyroxénov zo základnej hmoty nedáva možnosť jednoznačne sa vyjadriť ku kryštalizačnej teplote. Podľa pozície klinopyroxénov v kvadrilaterálnom diagrame voči teplotným izolíniám (obr. 2) a jedného koexistujúceho páru možno eutektickú teplotu iba odhadnúť ako menšiu ako 1000 °C, pravdepodobne okolo 900 °C.



Obr. 2. Grafický dvojpyroxénový termometer (Lindsley 1983). Prerušované čiary spájajú koexistujúce ortopyroxény a klinopyroxény
Fig. 2. Graphic two-pyroxene thermometer (Lindsley, 1983). Dashed lines interconnect coexisting ortho- and clinopyroxenes.

Diskusia

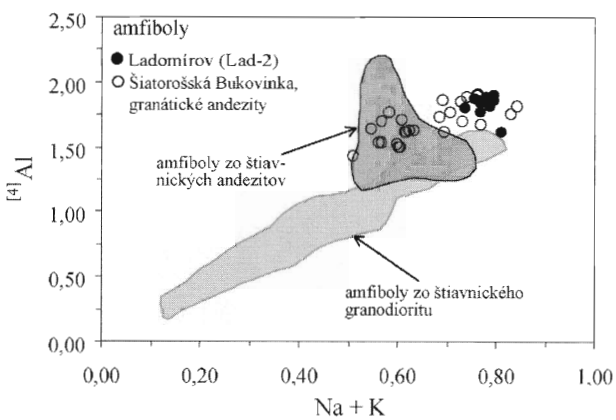
Vzorka Lad-1 (andezitový nek odkrytý v lome pri ceste). Andezit obsahuje výrastlice plagioklasu a amfibolu. Výrastlice plagioklasov uzatvárané v amfiboloch nemajú takú vysokú bazicitu ako reliktné stredy samostatných výrastlíc, a preto v ranom štádiu kryštalizácia plagioklasu predchádzala amfibol. Kryštalizácia amfibolu môže byť potlačená, ak je nízky obsah vody v magme, alebo ak je obsah Na_2O nižší ako približne 3 hmot. % (Cawthorn, 1976), ale za predpokladu, že teplota neprekročí 1000 °C (Allen a Boettcher, 1983; Niida a Green, 1976). Pre vyšší obsah Na_2O v študovanom andezite možno uvažovať o nižšom iniciálnom obsahu vody v magme. Inkludované plagioklasy v amfiboloch majú pomerne obmedzené zloženie, ale nemajú také kyslé zloženie ako okraje samostatných výrastlíc, čiže kryštalizácia amfibolov sa zastavila ešte pred skončením kryštalizácie plagioklasov.

Miešanie magiem kontrastnejšieho zloženia alebo rozličných fyzikálnych vlastností, ako je tlak alebo teplota, sa napr. na živcoch prejavuje formou intenzívnej resorpcie, vznikom lemu s taveninou a hybridných jadier, obrastaním kyslých plagioklasov bázickejšími a naopak

inverznými zonalitami. Absencia opisovaných vlastností znamená, že mixing kontrastných magiem nenastal, a preto sa dá uvažovať o jednorazovom výstupe magmy z rezervoára bez väčšej interakcie s okolitými horninami alebo možnými taveninami. Oscilačné zóny v mnohých výrastliciach sú vyvinuté, ale jednotlivé zóny nemajú príliš kontrastné zloženie. Vznik oscilačnej zonálnosti súvisí so zmenou P-T-X_{H2O} vo vlastnom rezervoári. Výrastlice plagioklasu zo študovaného andezitu poukazujú na kryštalizáciu homogénnej magmy pri relatívne ustálených fyzikálnych podmienkach a obsahu vody.

Analogicky aj pomerne jednotná skladba výrastlíc amfibolov počas celej kryštalizácie indikuje stabilné kryštalizačné podmienky. Záverečná korózia amfibolov znamená nestabilitu amfibolu v magme pri jej výstupe. Pokiaľ by bol výstup magmy etapovitý alebo veľmi pomalý, amfiboly by sa rozkladali na jemnozrnné bezvodé minerálne spoločenstvo plagioklasu a pyroxénu. Absencia dekompresného rozpadu amfibolov svedčí v prospech náhleho a pravdepodobne aj jednorazového výstupu magmy z rezervoára.

Zistiť tlak a tým aj hĺbku magmatického rezervoára je problematické. Vysoký obsah TiO_2 v amfiboloch indikuje zvýšený tlak a teplotu. Miera substitúcie $^{[4]}$Al vs. Na + K v amfibole odráža tlakové podmienky. Vysoký obsah $^{[4]}$Al pri danom Na + K v amfiboloch na obr. 3 znamená vysokotlakové kryštalizačné podmienky.



Obr. 3. Pozitívny trend medzi tetraédricky koordinovaným Al a alkáliami v amfiboloch. Vysoký obsah $^{[4]}$Al daného obsahu alkálií zodpovedá vysokotlakovým podmienkam.

Fig. 3. Positive trend between tetrahedrically coordinated Al and alkalies in amphiboles. The high $^{[4]}$Al content for stated content of alkalies corresponds with high-pressure conditions.

Rovnováha medzi plagioklasom a amfibolom pri tlaku 10 kbar poskytuje priemernú teplotu 855 °C. Podobnú teplotu (881 °C) majú aj živcové páry v základnej hmote pri predpokladanom tlaku 500 bar. Rovnakú kryštalizačnú teplotu v hlbokom rezervoári aj pri eutektickej kryštalizácii možno interpretovať ako výsledok rýchleho výstupu magmy a súčasného efektívneho odvádzania tepla. Vzorka Lad-1 z andezitového neku indikuje, že ide o malé samostatné teleso, ktoré pravdepodobne vzniklo jednorazovým výstupom magmy. Pri výstupe malého objemu magmy cez relatívne studené prostredie môže nastať efektívnejšia strata tepla. Prítomnosť raritného intersticiálneho biotitu s vysokým obsahom F súvisí so zvýšením obsahu vody a/alebo aktivity K v závere kryštalizácie.

Vzorka Lad-2 (andezitový nek odkrytý v lome pri potoku).

Andezit má iné minerálne zloženie ako na predchádzajúcej lokalite. Medzi výrastlicami dominujú pyroxény a plagioklasy a v základnej hmote sa vyskytuje mikrolitický plagioklas, alkalický živec a kremeň. Bezvodné minerálne spoločenstvo poukazuje na nízky obsah vody v magme. Prítomnosť obidvoch pyroxénov v základnej hmote naznačuje, že si magma zachovala vysokú teplotu až po eutektickú kryštalizáciu. Na výrastliciach nevidno prejavy miešania kontrastných magiem. Zonalita výrastlíc svedčí o pokojnej kryštalizácii pri ustálených podmienkach. Bázickejší charakter andezitu ako pri vzorke Lad-1 sa prejavuje výraznou prevahou plagioklasov nad alkalickými živcami v základnej hmote, absenciou amfibolu a vyšším podielom mafických minerálov. Vysoká teplota zistená podľa dvojpyroxénovej termometrie (890–1030 °C) zodpovedá nižšiemu obsahu vody a mafickejšiemu a jemnozrnnejšiemu charakteru horniny. Prítomnosť intersticiálneho biotitu bohatého na F signalizuje zvýšenie obsahu vody a alkálií v úplnom závere kryštalizácie.

Záver

Andezitové neky a dajky z oblasti mimo vulkanických štruktúr Vihorlatských vrchov vystupujú vo vonkajšom flyšovom pásme. Ide vcelku o malé telesá viažuce sa na priebeh zlomových línií a na hranice tektonických jednotiek magurského príkrovu.

Z oblasti Ladomírova sa študovali dve telesá. Vzdialenosť medzi nimi, ako aj časové rozpätie, v ktorom sa obidve umiestnili, naznačujú, že magma môže mať spoločný pôvod v jednom rezervoári, ale rozdiely v obsahu vody, zložení výrastlíc, v povahe základnej hmoty, prítomnosti alebo absencii draselných živcov alebo anortoklasov v základnej hmote, v kryštalizačnej magmatickej aj eutektickej teplote poukazujú skôr na oddelený vývoj v osobitných subrezervoároch, ktoré mohli byť lokalizované v tesnej blízkosti.

Analyzované vzorky majú najmenší rozdiel v koncentrácii Rb (okolo 55 ppm) a Sr (okolo 340 ppm), ako aj v dnešnom izotopovom zložení $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,707468–0,707402, presnosť merania 0,0021 % je vyjadrená ako 2 x S. E.). Korekcia dnešného pomeru na predpokladaný neogénny vek dáva hodnotu okolo 0,7074, čo možno interpretovať ako izotopové zloženie zdroja, z ktorého sa andezity odvodili. Samotný údaj je vyšší ako napr. v andezitoch stredného Slovenska z oblasti štiavnického stratovulkánu, z čoho možno usudzovať, že izotopové zdroje týchto vulkanických hornín nie sú úplne identické.

Poďakovanie Práca bola financovaná z projektu 13 01 Nízke Beskydy – stredná časť (mierka 1 50 000) zadaného MŽP SR pre ŠGÚDŠ.

Literatúra

Allen, J. C., & Boettcher, A. L., 1983: Amphiboles in andesite and basalt. II Stability as a function of P-T-fH_2O-fO_2. *Amer Mineralogist, 63, 307–314.*

Bailey, J. C., 1981 Geochemical criteria for refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chem. Geology, 32, 139–154.*

Blundy, J. D., & Holland, T J. B., 1990: Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer *Contr Mineral. Petrology, 104, 208–224.*

Cawthorn, R. G., & O'Hara, M. J., 1976: Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis. *Amer. J. Sci., 276, 309–329.*

Džubera, A., 1966: Zpráva o vyhľadávaní Hg-zrudnenia z oblasti Ladomirov–Michajlov so stavom k 31 3. 1966. *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 194.*

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

Harangi, S., Hownes, H., Kósa, L., Szabó, C., Thirlwall, M. F., Mason, P. R. D., & Mattey, D., 2001 Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): Geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. *J. Petrology, 42, 1831–1843.*

Haselton, H. T., Hovis, G. L., Hemingway, B. S., & Robie, R. A., 1983: Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in an albite-sanidine solid solutions: Lack of evidence for Na, K, short-range order and implications for two-feldspar thermometry. *Amer Mineralogist, 68, 398–413.*

Holland, T J. B., & Blundy, J. D., 1994: Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contr. Mineral. Petrology, 116, 433–447.*

Jakeš, P., & White, A. J. R., 1972. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Amer Bull., 83, 29–40.*

Kaličiak, M., & Pospíšil, L., 1990: Neogénny magmatizmus transkarpatskej depresie: geologické a geofyzikálne zhodnotenie. *Mineralia Slov., 6, 481–489.*

Kaličiak, M., & Žec, B., 1995: Review of Neogene volcanism of Eastern Slovakia. *Acta Vulcanologica Special Issue Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region, 7 (2), Pisa–Roma, 87–96.*

Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., & Konečný, P., 1995: Geologická stavba Vihorlatských vrchov. *Západ. Karpaty, Sér Geol., 18, 98.*

Križáni, I., & Džubera, A., 1972: Ladomirov–Michajlov-hg, záverečná správa z etapy vyhľadávacieho prieskumu so stavom ku dňu 30. 5. 1972. *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 253.*

Lexa, J., & Konečný, V., 1998: Geodynamic aspects of the Neogene to Quaternary volcanism. *In. M Rakús (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. GÚDŠ Bratislava, 219–240.*

Lexa, J., & Kaličiak, M., 2000: Geotectonic aspects of the Neogene volcanism in Eastern Slovakia. *Mineralia Slov., 3, 205–210.*

Lindsley, D. H., 1983. Pyroxene thermometry *Amer Mineralogist, 68, 477–493.*

Niida, K., & Green, D. H., 1999: Stability and chemical composition of pargasitic amphibole in MORB pyrolite under upper mantle conditions. *Contr Mineral. Petrology, 135, 18–40.*

Pearce, J. A., 1983: Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis in active continental margins. *In. C J Hawkesworth & M J Norry (eds.): Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, 230–249.*

Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Balogh, Kad., Seghedi, I., Konečný, V., Kovács, M., Márton, E., Kaličiak, M., Széky-Fux, V., Póka, T., Gyarmati, P., Edelstein, O., Rosu, E., & Žec, B., 1995: Space and time distribution of Neogene–Quaternary volcanism in the Carpatho–Pannonian region. *Acta Vulcanologica Special Issue Neogene and related magmatism in the Carpatho–Pannonian Region. Vol. 7 (2), Pisa–Roma, 15–28.*

Žec, B., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S. ml., Baňacký, V., Karoli, S., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, L., Spišák, Z., Bodnár, J., Jetel, J., Boorová, D., & Zlinská, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov, M 1 50 000. *ŠGÚDŠ Bratislava, 254.*

Žec, B., 2000: The Vihorlatské vrchy Mts. volcanic chain. Eastern Slovakia: Volcanological features. *Mineralia Slov., 3, 221–226.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 279–281

Datovanie sedimentov podložia lávového prúdu vulkánu Putikov vrch metódou opticky stimulovanej luminiscencie

LADISLAV ŠIMON a JURAJ MAGLAY

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

(Doručené 11. 5. 2005)

Dating of sediments from the footwall of the lava flow of Putikov vrch volcano using method of optically stimulated luminescence

The volcano Putikov vrch is a manifestation of alkali basalt volcanic activity. This activity formed the volcanic cone, lava sheet and pseudovents. The lava sheet in the Brehy open pit is located on terrace sediments of Hron river. Their dating by the method of optically stimulated liminescence (OSL) yielded the age 102 000 (± 11 000) years.

Key words: Putikov vrch volcano, Quaternary volcano, lava flows, alkali basalt, fluvial sediments, optically stimulated luminescence (OSL)

Úvod

Najmladším prejavom vulkanickej aktivity v Západných Karpatoch je vulkán Putikov vrch v Štiavnických vrchoch v priestore medzi kótou 477 m Putikov vrch, Tekovskou Breznicou a Novou Baňou. V brežianskom lome pri Novej Bani sa odobrali vzorky hornín podložia lávového prúdu. Horniny reprezentujú fluviálne terasové sedimenty Hrona a datovali sa metódou opticky stimulovanej luminiscencie (OSL) v laboratóriu kvartérnej geochronológie Geologického ústavu Tallinnskej technickej univerzity v Estónsku.

Charakter vulkánu

Vulkán Putikov vrch je prejavom aktivity alkalického bazaltového vulkanizmu. Nachádza sa blízko Novej Bane v západnej časti Štiavnických vrchov. Vulkanická aktivita vytvorila sopečný kužeľ, lávový pokrov (Šimon a Halouzka, 1996) a pseudokráter (Šimon et al., 2002). Vývoj kužeľa bol sprevádzaný výlevom lávy. Láva sa pohybovala od kužeľa v smere pôvodnej Chválenskej doliny na S k Hronu. Čelo lávových prúdov je v súčasnom priestore na východnom okraji Novej Bane v časti Brehy.

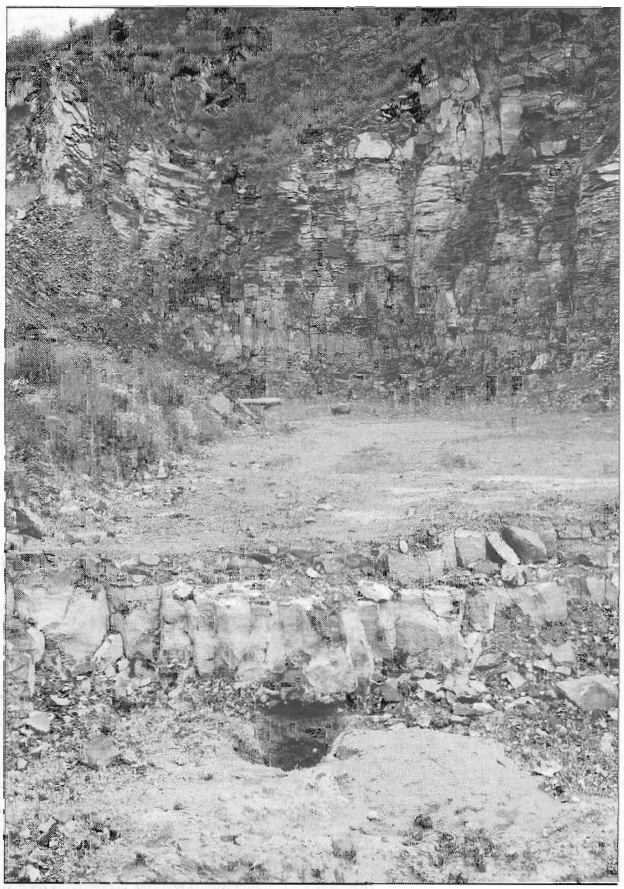
Pre styk lávy so zvodnenými terasovými sedimentmi Hrona je charakteristický vznik pseudokráterov, t. j. malých druhotných troskových kužeľov (Šimon et al., 2002). V tejto časti brežianskeho lomu sa odobrala vzorka na datovanie (obr. 1 a 4), a to pod bázou lávového prúdu, ktorý je súčasťou lávového pokryvu. Lávový pokryv v celom brežianskom lome leží na terasových sedimentoch Hrona. Lávové prúdy majú doskovitolavicovitú odlučnosť, masívny charakter, sú typu Aa a petrograficky ich tvorí nefelinický bazanit.

Geológia a vek sedimentov v lome Brehy

V súvislosti s ďalšou ťažbou alkalického bazanitu sa v brežianskom lome odkryli nové časti lávových prúdov lávového pokrovu vrátane jeho bazálnej polohy a kvartérnych sedimentov nachádzajúcich sa bezprostredne pod ním. V dvoch dokumentovaných kopaných sondách (I, II – obr. 1) sa pod lávovým prúdom potvrdila prítomnosť fluviálneho (lokálne nemožno vylúčiť ani fluviolimnického) materiálu hronskej proveniencie. Pri obidvoch sondách ide prevažne o polymiktný piesčitý štrk zložený z dominujúcich vulkanických hornín, ale aj z granitu, žilného kremeňa, metamorfitov a karbonátov.

V spodnej až strednej časti sondy I (hlbokej do 3 m) prevláda hrubozrnný piesok a štrk s ∅ do 10–15 cm s občasnými balvanmi s ∅ do 20 cm (obr. 3). Smerom do nadložia sa štrk postupne stráca a zjemňuje. Vo vrchnej časti obidvoch sond prevláda sivý až okrový hrubozrnný piesok s ∅ do 2 mm, miestami s polohami drobnozrnného štrku s ∅ 1–2 cm, ktorý bezprostredne pod bázou lávového prúdu prechádza do pelitickejších usadenín povodňovej fácie. Tieto usadeniny sú v najvyššej (asi 25 cm hrubej polohe) postsedimentačne kontaktnotermicky metamorfované, čo sa prejavuje aj náhlou zmenou ich sfarbenia, ktoré sa zdola nahor mení z tmavookrového až hrdzavého cez hnedočervené, bordové až sivočierne („spečence", obr. 2).

Rovnaké jemnozrnné sedimenty vrchných polôh fluviálnej resp. aj fluviolimnickej série sa našli aj priamo v puklinách telesa lávového prúdu, kde boli druhotne vtlačené zospodu po jeho stuhnutí a potom po blokovom rozlámaní. To sa v telese bazanitu vyznačuje chaoticky usporiadaným systémom puklín až trhlín vzniknutých destabilizáciou telesa na plastickom a zvodnenom kvartérnom podloží.



Obr. 1. Pohľad na ľavú časť lomu Brehy – v spodnej časti fotografie vidieť uloženie lávového prúdu na kvartérnych sedimentoch (kopaná sonda II v podložných sedimentoch je široká 0,5 a hlboká do 1 m)

Fig. 1. View on left side of the Brehy stone quarry – in the lower part of the photograph the lava flow deposition on Quaternary sediments is visible (test dug pit II in the underlying sediments wide 0.5 m and deep up to 1 m).



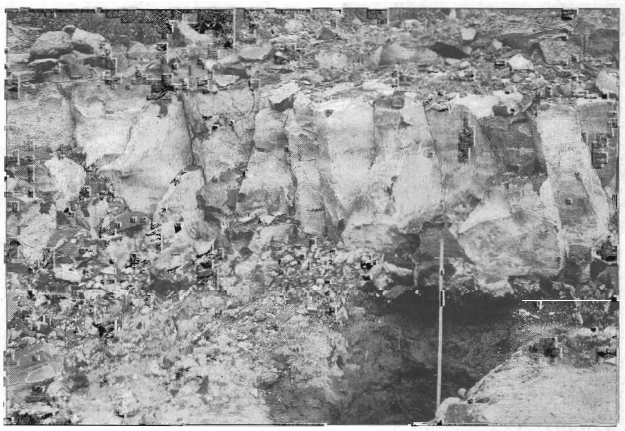
Obr. 3. Detail podložných sedimentov Hrona v kopanej sonde I v lome Brehy

Fig. 3. Detail of underlying sediments of Hron river in the test pit I in the Brehy quarry



Obr. 2. Detail kontaktu lávového prúdu s podložnými sedimentmi v lome Brehy.

Fig. 2. Detail of lava flow contact with underlying sediments in the Brehy quarry.



Obr. 4. Sonda II – Lokalita odberu vzoriek na datovanie v lome Brehy

Fig. 4. Test pit II – locality of sampling for dating in the Brehy quarry.

Z morfometrickej analýzy povrchu fluviálnych terasových sedimentov Hrona a z výšky hladiny podzemnej vody v sonde I vyplýva, že báza lávového prúdu je na dvoch dokumentovaných miestach vo výške 1,8 až 2,1 m nad hladinou Hrona. To by podľa morfometrie systému riečnych terás, ako aj stupňa navetrania štrku mohlo zodpovedať alebo sedimentom povrchu dnovej akumulácie v nízkej terase (70 000 rokov b. p.), alebo sedimentom povrchu mladšej strednej terasy (okolo 110 000 rokov b. p.).

Vyriešiť tento problém sa podarilo až špeciálnym odobratím a zhodnotením dvoch vzoriek z piesčitej polohy podložia lávového prúdu v sonde II. Podľa výsledkov exaktného zisťovania vek metódou OSL v Geologickom ústave Tallinnskej technickej univerzity v Estónsku je absolútny vek kvartérnych sedimentov podložia lávových prúdov 102 000 ± 11 000 rokov b. p., čo v klimatostratigrafickej škále zodpovedá počiatočným štádiám émskeho interglaciálu. Vek lávového pokryvu možno vzhľadom na jeho polohu v sedimentoch terasy pokladať za rovnaký alebo bezprostredne mladší.

Poďakovanie. Príspevok bol spracovaný v rámci projektu MŽP SR úlohy 12-01-9/100.

Literatúra

Šimon, L., & Halouzka, R. 1996: Putikov vršok volcano. The youngest volcano in the Western Carpathians. *Slov. geol. mag., 2, 103–123.*

Šimon, L., Pauditš, P., & Kráľ, J., 2002. New data on the Putikov vršok alkali bazalt volcano, central Slovakia. *Geol. Carpath. 53, special issue.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 282–284

Variegated beds from Blatnička in the Bílé Karpaty Unit: Results from the test trenches

MIROSLAV BUBÍK[1], LILIAN ŠVÁBENICKÁ[2] and ZDENĚK STRÁNÍK[1]

[1]Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno, Česká republika,
bubik@cgu.cz; stranik@cgu.cz
[2]Česká geologická služba, Klárov 131/3, 118 21 Praha, Česká republika,
svab@cgu.cz

(Received 26. 4. 2005)

Key words: Bílé Karpaty Unit, Rača Unit, Bystrica Unit, Hauptklippenzone, Outer Flysch Carpathians, Upper Cretaceous, oceanic red beds, Eocene, biostratigraphy, Foraminifera, calcareous nannofossils

Introduction

Variegated beds within the Bílé Karpaty nappe were a subject of confusion. Besides the Upper Cretaceous red beds, classified now within the Kaumberg Formation, also the Middle Eocene variegated beds were reported from Blatnička (Stráník et al., 1989), and Paleocene to Lower Eocene variegated beds from the Hluk area (Stráník et al., 1995). Age of variegated beds was often interpreted upon the microfossil content of accompanying non-variegated shale. Generally very poor outcropping of the area disabled any direct lithostratigraphic observations of the relations between individual lithologies. Middle Eocene variegated beds were later reassigned to external units of the Magura Flysch (Stráník et al., 1995) and also other Paleogene variegated beds are critically discussed as possible tectonic slices of the Beloveža Formation (Bubík, 1995). Another red facies of the Hluk area – Upper Senonian Púchov Marls – were compared with the analogical rocks of the Hauptklippenzone of Wienerwald (Bubík, 1995; Švábenická et al., 1997).

In the fall 1992 two test trenches were excavated by the Czech Geological Survey in the fields on the southern slopes of the Kobylí hlava hill near Blatnička village (Fig. 1). Both sections showed strongly tectonized pelitic rocks with chaotically oriented blocks of mechanically resistant sandstones (Fig. 2). Biostratigraphic research of the sections clearly confirmed true nature of the variegated beds as tectonic zone compound of rocks from different formations as well as different tectonic units described below.

?Rača Unit

Zlín Formation. Non-variegated, mostly calcareous rocks prevailing in both sections were assigned to the Zlín Formation. Green grey and brown grey shales are the most common pelitic rocks. Yellowish brown silty marl, pale grey silty marlstones, whitish marls, brown grey, green grey, and grey siltstones also occurred. Mostly fine-grained calcareous greywacky sandstones and sandstones with glauconite are the most common psammitic rocks. Calcareous nannofossils of the NP15 indicate the Middle Eocene age of these sediments. Foraminiferal fauna is rather poor and consists mostly of subbotinids. More diversified foraminiferal fauna was obtained from grey brown marl collected from the field outcrop in the Blatnička vicinity. Assemblage with *Subbotina frontosa* (Subb.), *Catapsydrax* cf. *dissimilis* Bolli, *Globorotaloides* sp., *Acarinina primitiva* (Finlay), *A. pentacamerata* (Subb.), *A. matthewsae* Blow, and *Morozovella crassata* (Cush) may be assigned to lower Middle Eocene. Radiolarians are quite common and may indicate eutrophic paleoceanographic conditions. Coarse grained base of thick sandstone bank in the trench R2 contained large foraminifera determined by E. Köhler as *Nummulites aquitanicus* Benoist, *N. burdigalensis* Harpe, *N. partschi* Harpe, *N. planulatus* Lam., *N.* cf. *praelaevigatus* Schaub, *Operculina marinellii* Dain., *Discocyclina archiaci* Schlumb., and *Asterocyclina* sp. and assigned to the Lower Eocene.

Hauptklippenzone (Ultrahelveticum)

Púchov Marls. In the test trench R2 Púchov Marl formed tiny slices or irregular bodies incorporated within the brown red clays of the Kaumberg Formation. Lithologically the rock can be described as pink red marly clay or marl. Calcareous nannofossils with *Aspidolithus parcus constrictus, Eiffellithus eximius*, and *Micula* cf. *swastica* allow assignment to the Campanian. Foraminiferal fauna with calcareous cemented agglutinated taxa *Clavulinoides subparisiensis* Grzyb., *Goesella rugosa* (Hanzl.), *Marssonella crassa* (Marss.), *Gaudryina carinata* Franke and *Spiroplectammina laevis* (Roemer) indicates slope paleoenvironmental settings below calcite lysocline.

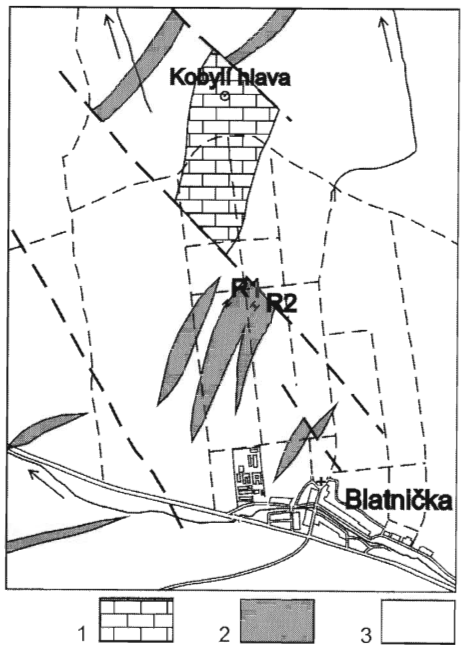


Fig. 1. Section of the geological map with situation of the R1 and R2 test trenches. 1 – Antonínek Formation (turbidite sandy limestones and marlstones). 2 – "variegated beds" from Blatnička (tectonized clays, marls, siltstones and sandstones). 3 – Nivnice Formation (clays and sandstones). Modified after geological map of Vůjta et al. (1992).

Bílé Karpaty Unit

Kaumberg Formation. Relatively monotonous red brown non-calcareous clays forming tectonic slices were assigned to the Kaumberg Formation. Tectonic slices showed local marks of plastic deformation and folding. The clays contained rich foraminiferal fauna consisting of solely agglutinated benthos with *Nothia* sp., *Glomospira* div. sp., *Caudammina ovulum* Grzyb., *Uvigerinammina jankoi* Majzon, *Paratrochamminoides* div. sp., *Recurvoides* div. sp., *Karrerulina* div. sp. etc. Stratigraphically the fauna can be assigned to the Uvigerinammina jankoi Zone (?Cenomanian, Turonian – Campanian). From paleoenvironmental point of view, presence of many typical elements of abyssal biofacies is evident (*Haplophragmoides menitens* Krash., *H. decussatus* Krash., *Praecystammina globigerinaeformis* Krash., *Trochammina insueta* Krash.).

Nivnice Formation. Brown grey, green grey and grey shales with enclosed sandstone blocks in the northwestern part of the test trench R1 did not differ substantially from the shales of the Zlín Formation. Their micropaleontologically proved age, anyhow, suggests assignment to the Nivnice Formation of the Bílé Karpaty Unit. Calcareous nannofossils separated from two samples gave two different ages: Late Paleocene (NP8 with *Heliolithus riedelii*) and uppermost Paleocene or Paleocene/Eocene boundary (NP9/?NP10 with *Zygrhablithus bijugatus*). Flysch-type agglutinated foraminiferal fauna with *Nothia* sp., *Ammodiscus planus* Loeb., *Rzehakina epigona* (Rzehak), *Recurvoides gerochi* Pflaum, *Buzasina galeata* Brady, *Trochamminoides subcoronatus* Grzyb., *Saccammina placenta* (Grzyb.) etc. represents characteristic assemblage of the Nivnice Formation. Rich benthic foraminiferal fauna distinguishes these sediments from the Zlín Formation and suggests normal marine well-oxygenated lower-slope settings.

Discussion

Based on the relations of strata in the R1 and R2 test trenches and detail micropaleontological analysis, "variegated beds from Blatnička" consist of rocks of three distinct units: Zlín Formation, Púchov Marls, and Kaumberg Formation forming highly tectonized zones surrounded by the Nivnice Formation. Zlín Formation may represent tectonic slice of the Rača Unit. Presence of the large foraminifera in sandstone as well as some particular types (sandstones with glauconite, grey silty and sandy limestones, brownish soft shale) reminds also Bystrica Beds of the Zlín Formation in the Bystrica Unit. This unit is not known south of the Nezdenice Fault. The Zlín Formation near Blatnička may represent tectonic remnants of the Bystrica Unit. Detail lithologic comparison with the Rača and Bystrica units should be done. The Púchov Marls from Hluk were already compared with the red marls of the Hauptklippenzone (see above). In fact, red marls of the Púchov type (couches rouges respectively) are rather rare in the Hauptklippenzone. Prevailing rock types of the Hauptklippenzone are greyish red (brick red) soft non-calcareous to calcareous clays with agglutinated foraminifera and calcareous nannofossils of the Upper Cretaceous – Paleocene. Brown red clays with abyssal agglutinated foraminifera also occur. All these different lithologies/biofacies occur usually together and are assigned to the "Buntmergelserie" of the Ultrahelveticum. In fact they represent remnants of distinct tectonic units (slices) rather then changing lithology. Also biofacial contrast between the Marssonella fauna of the Púchov Marls and abyssal fauna of the Kaumberg Formation in Hluk area indicates two different basinal settings. Abyssal red clays do not differ substantially from the similar sediments in the inner part of the Bílé Karpaty Unit (Mandát brook area near Radějov) as well as abyssal brown red clays of the Hauptklippenzone mentioned above. Kaumberg Formation of the Laab nappe on the contrary differs by lithology and biofacies. Klippen tectonic style and distribution of various red bed lithofacies were controlled by horizontal movements (strike slips). Their effect to present geologic structure of area should be taken into account.

Conclusions

"Variegated beds from Blatnička" represent an artificial construction produced by mapping geologists during geological research in the frontal part of the Bílé Karpaty nappe, being very poor in outcrops. These "variegated beds" consist of Upper Cretaceous oceanic red beds (Kaumberg

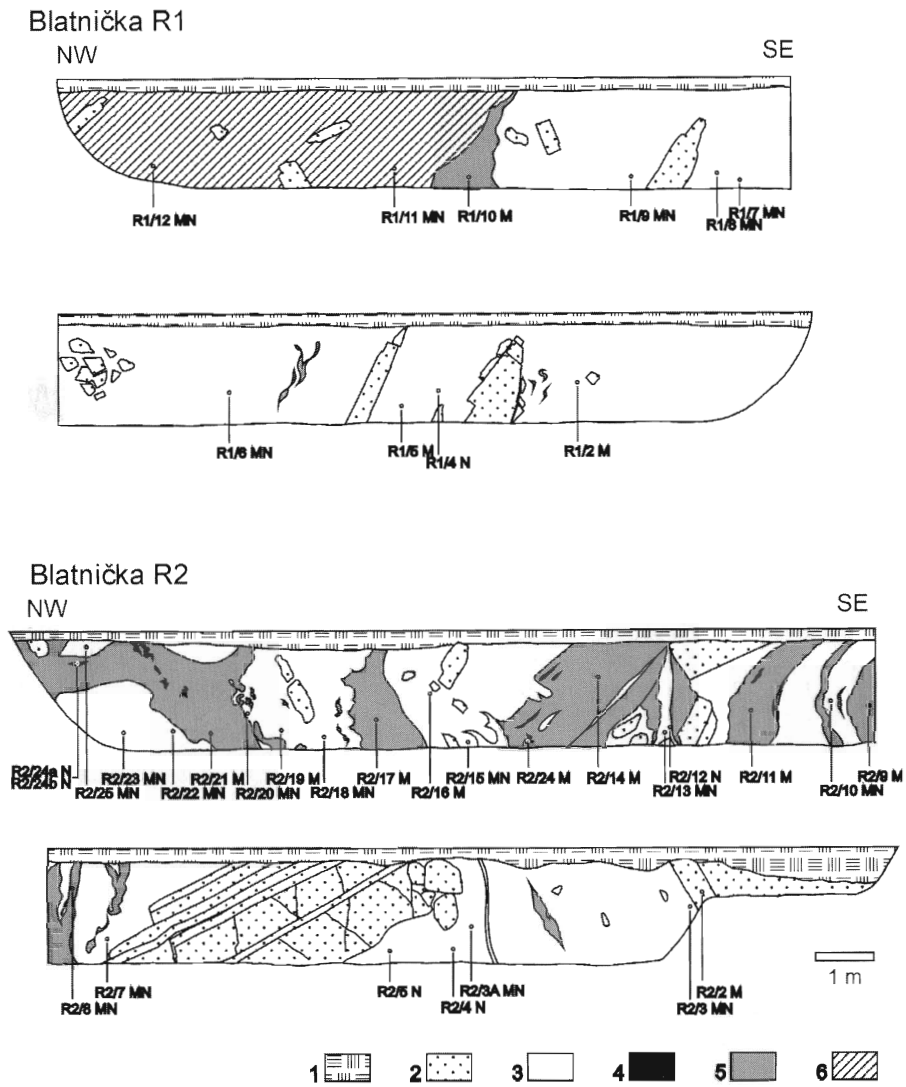


Fig. 2. Simplified sections of the R1 and R2 test trenches situated near Blatnička. 1 – soil and slope loam. 2 – sandstones (various lithostratigraphic units), *?Rača Unit*: 3 – Zlín Formation (green grey, brown grey, ochre, grey, whitish shales, marls and siltstones). *Hauptklippenzone:* 4 – Púchov Marls (pinkish red marls). *Bílé Karpaty Unit:* 5 – Kaumberg Formation (red brown clays), 6 – Nivnice Formation (brown grey, green grey and grey clays).

Formation, Púchov Marls) and Eocene Zlín Formation mixed together in tectonic zones and dragged to the surface along the thrust folds behind the front of the Bílé Karpaty nappe. The same strata come to the surface in the Hluk area. The Hauptklippenzone dividing the Laab and Greifenstein nappes offers very good correlation. Both red marls (Púchov) and clays (Kaumberg) have nearly identical analogies there. Cretaceous strata of the Hluk area may represent direct continuation of this Alpine tectonic unit to the Carpathians. Red clays originally covered abyssal plain and red marls slope or intrabasinal elevation. Subduction in such settings can dramatically reduce the oceanic realm. Highly tectonized zones situated within the tectonic sutures like Hauptklippenzone then preserve the last remnants of deep-sea sedimentary record of such realm.

Acknowledgement. Authors are grateful to E. Köhler for determination and evaluation of large foraminifers. The paper was prepared under support of the grant No. 205/05/0917 of the Grant Agency of the Czech Republic. This is a contribution to the IGCP Project No. 463: Upper Cretaceous Oceanic Red Beds.

References

Bubík, M., 1995: Cretaceous to Paleogene agglutinated foraminifera of the Bílé Karpaty Unit (West Carpathians, Czech Republic). *In M. A. Kaminski, S. Geroch & M. A. Gasinski (eds.). Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera, Krakow, Poland, September 12–19, 1993. Grzybowski Foundation Special Publication, 3, 71–116.*

Stráník, Z., Vůjta, M., Krejčí, O., Marschalko, R., Švábenická, L., Bubík, M., & Hanzlíková, E., 1989: Ke stratigrafii a sedimentologii hluckého vývoje bělokarpatské jednotky. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1987, 121–124.*

Stráník, Z., Bubík, M., Krejčí, O., Marschalko, R., Švábenická, L., & Vůjta, M., 1995: New lithostratigraphy of the Hluk Development of the Bílé Karpaty Unit. *Geol. Práce, Spr., 100, 57–69.*

Švábenická, L., Bubík, M., Krejčí, O., & Stráník, Z., 1997: Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Magura group of nappes in Moravia (Czech Republic). *Geol. Carpath., 48, 3, 179–191*

Vůjta, M., et al., 1992: Geologická mapa ČR, 35-11 Veselí nad Moravou. *Český geologický ústav, Praha.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 285–287

Petrological and volcanological data of Piatra Rosie-Danesti extrusive Domes in Gutai Mts. (Eastern Carpathians, Romania)

MARINEL KOVACS and ALEXANDRINA FÜLÖP

North University Baia Mare, Romania 62/A, Dr V Babes str., 430083, Romania

(Received 9. 5. 2005)

Abstract

Two extrusive domes, Piatra Rosie and Danesti, developed in the central-southeastern part of Gutai Mts., overlapping their volcanics in space and time. They form a polygenetic dome that grew up subaqueously episodically, developing complex sequences of volcaniclastics showing both quench fragmentation and submarine redeposition. Two eruptive phases have been inferred, with Piatra Rosie dacites followed by Danesti dacites/rhyolites, with a textural and compositional heterogeneity suggesting mixing and mingling processes between a deeper basic magma and a shallower evolved one belonging to zoned intracrustal reservoir

Key words: Gutai Mts., domes, hyaloclastites, submarine, dacites, mixing, mingling

Introduction

The Gutai Mts. belong to the Neogene/Quaternary volcanic chain of the Eastern Carpathians. They represent the segment with the most complex volcanism from the northwestern part of the chain outcropping on the Romanian territory.

An intermediate typical calc-alkaline arc-type volcanism took place in Gutai Mts. (Kovacs and Fülöp, 2003) during Middle Miocene (13.4–7.0 Ma; Pecskay et al., 1995). The main andesitic volcanic activity had taken place during Pannonian and had started with an acidic phase developed in the southern part of Gutai Mts., on a WNW–ESE alignment, emplacing dacitic and rhyolitic extrusive domes (Fülöp and Kovacs, 1996). Piatra Rosie and Danesti extrusive domes, developed in the central-southeastern part of Gutai Mts., represent the most interesting and complex volcanic structures related to this alignment (Fig. 1). Their lavas and volcaniclastics are overlapped in space and time, being surrounded by Sarmatian and Pannonian sedimentary deposits and volcanics. Radiogenic data (K-Ar determination) indicate 11.6 ± 0.6 Ma age for the Danesti dome lavas (Pecskay et al., 1994). New results have been achieved on these complex relationships, based on volcanological observations, geochemical and petrographical evidences leading to a petrogenetical understanding of their formation.

Volcanological data

Piatra Rosie and Danesti domes form a complex polygenetic structure surrounded by Sarmatian and Pannonian sedimentary deposits. Extensive and elongate in plan, with steep sides and top reflecting hundreds of meters of erosion, they are exogeneous extrusions grown up episodically in submarine setting. Thick lobate lavas are laterally passing into volcaniclastic deposits of non-explosive origin, assessing the both quench fragmentation and the submarine reworking.

Piatra Rosie dome developed massive lavas and a complex sequence of volcaniclastic origin involving quench fragmentation and progressive fluidization during transport and emplacement. Typical massive, in situ mass flow hyaloclastic breccias are interlayered with stratified resedimented matrix and clast-supported finer-grained hyaloclastites. They record the "en masse" emplacement from debris flows or the progressive aggradational redeposition from more or less fluidized flows.

Danesti dome shows a sequence of lava lobes with both massive and flow banding internal structure, capped and surrounded by in situ hyaloclastites with typical jig-saw fit texture and clasts preserving radial cooling joints (pseudopillows). Lateral transitions to stratified massive resedimented matrix-supported hyaloclastites are prone to "en masse" submarine redeposition.

The Pannonian sedimentary deposits are finely laminated mudstones, typical of low-energy submarine emplacement.

Petrological data

The two extrusive domes are represented by two rock types, different in mineralogical composition and textural features.

The rocks from Piatra Rosie dome are porphyric, mainly due to the presence of the glomeroporphyric aggregates in a hyalopilitic groundmass. The mineralogical assemblage comprises plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene,

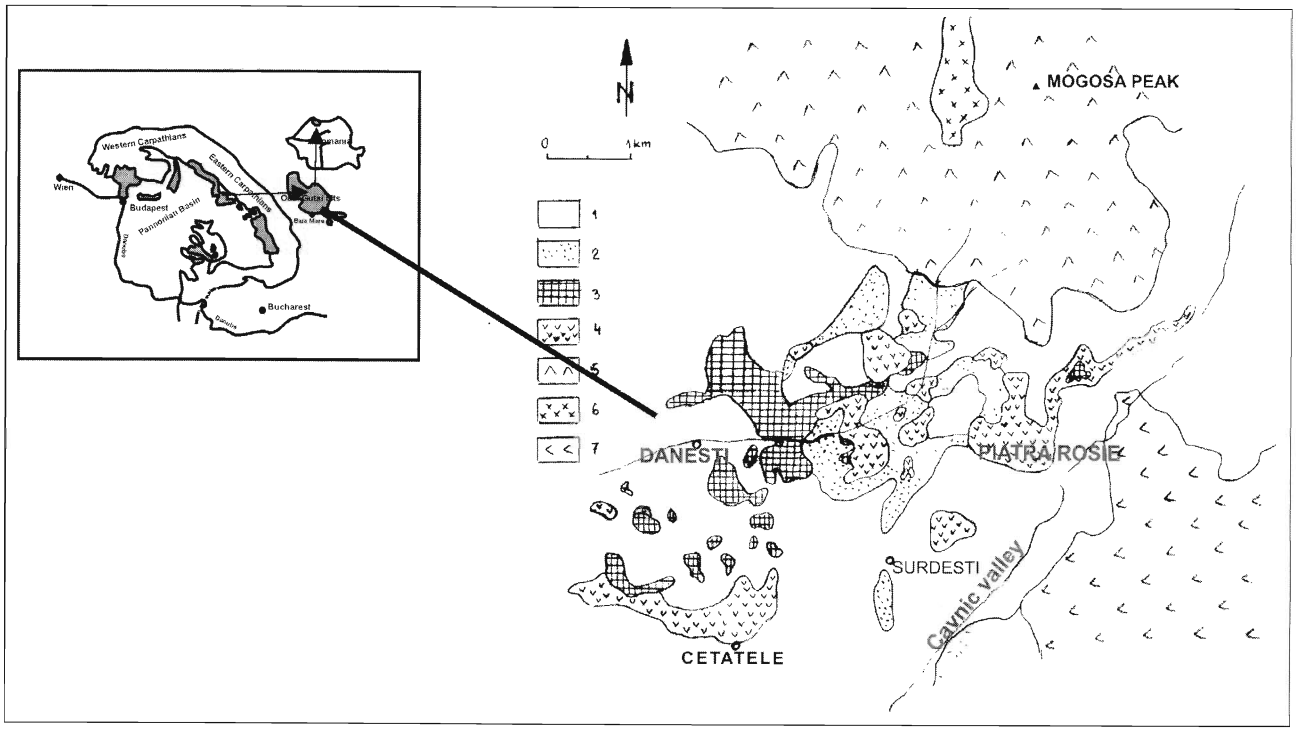


Fig. 1. Simplified geological map of the central-southeastern part of Gutai Mts. and its location in the Carpatho-Pannonian region. 1 – Quaternary deposits, 2 – Sarmatian and Pannonian sedimentary deposits, 3 – Danesti dome volcanics, 4 – Piatra Rosie dome volcanics, 5, 6, 7 – Sarmatian and Pannonian volcanics.

Fe-Ti oxides and scarce amphibole. Most of the phenocrysts, especially the pyroxenes, occur as crystal clots (porphyric aggregates). Many of the plagioclase phenocrysts are sieve-textured.

The rocks building up the Danesti dome show a macroporphyric texture with large phenocrysts of plagioclase, quartz and biotite in an almost glassy groundmass. Amphiboles, pyroxenes and Fe-Ti oxides are subordinate. Quartz phenocrysts are corroded and embayed, containing pyroxene, amphibole and glass as inclusions. The biotite is also embayed and corroded, sometimes with thin breakdown rims. Plagioclases occur frequently as large phenocrysts with typical normal oscillatory zoning (An_{25-36}). Some of the plagioclase crystals are xenocrysts (An_{50-68}, with sieve-texture and dusty zones), usually grouped in crystal clots.

The Danesti dome rocks contain some cognate xenoliths (besides some glomeroporphyric aggregates resembling to Piatra Rosie dome rocks) with lamprophyric texture, representing amphibole-rich gabbroic rocks.

The rocks from Piatra Rosie dome are dacites and those from Danesti dome are dacites and rhyolites, according to the major elements variation (Fig. 2a). A calc-alkaline medium-K character, as for most of the Gutai Mts. volcanics, has been emphasized in the case of the two extrusive domes rocks.

Significant differences between the volcanic rocks of Piatra Rosie and Danesti domes have been outlined by the trace element contents and variation. The trace elements are almost twice higher in Piatra Rosie dacites. The normalized trace element diagrams show important differences in the pattern of the two rock types (Fig. 2b, c). Typical subduction zone signatures have also been outlined by the variation of the trace elements in two diagrams: light rare earth elements (LREE) enrichments and negative Eu anomaly in the chondrite-normalized rare earth element diagram (Fig. 2b) and large ion lithophile elements (LILE) and LREE enrichments and Nb depletion in the N-MORB normalized incompatible trace element diagram (Fig. 2c). High $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio (0.7083) and low $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.5124) were emphasized for Danesti dacites/rhyolites similar with those of the other volcanic rocks from Gutai Mts. (Kovacs, 2002).

Discussion and conclusions

The two rock types represented by Piatra Rosie dacites and Danesti dacites/rhyolites have many peculiarities suggesting their formation by complex petrogenetic processes.

The field observations have already emphasized that lithic clasts belonging to Piatra Rosie dome occur in Danesti dome volcaniclastics. Some mineralogical-petrographical features are strong constraints for the involvement of mixing and mainly mingling processes in the two rock types genesis. The glomeroporphyric aggregates (crystal clots) from Piatra Rosie dacites and Danesti dacites/rhyolites and the cognate xenoliths from Danesti rocks are the remnants of a basic magma. The quartz and biotite phenocrysts, present in the glassy groundmass with perlitic

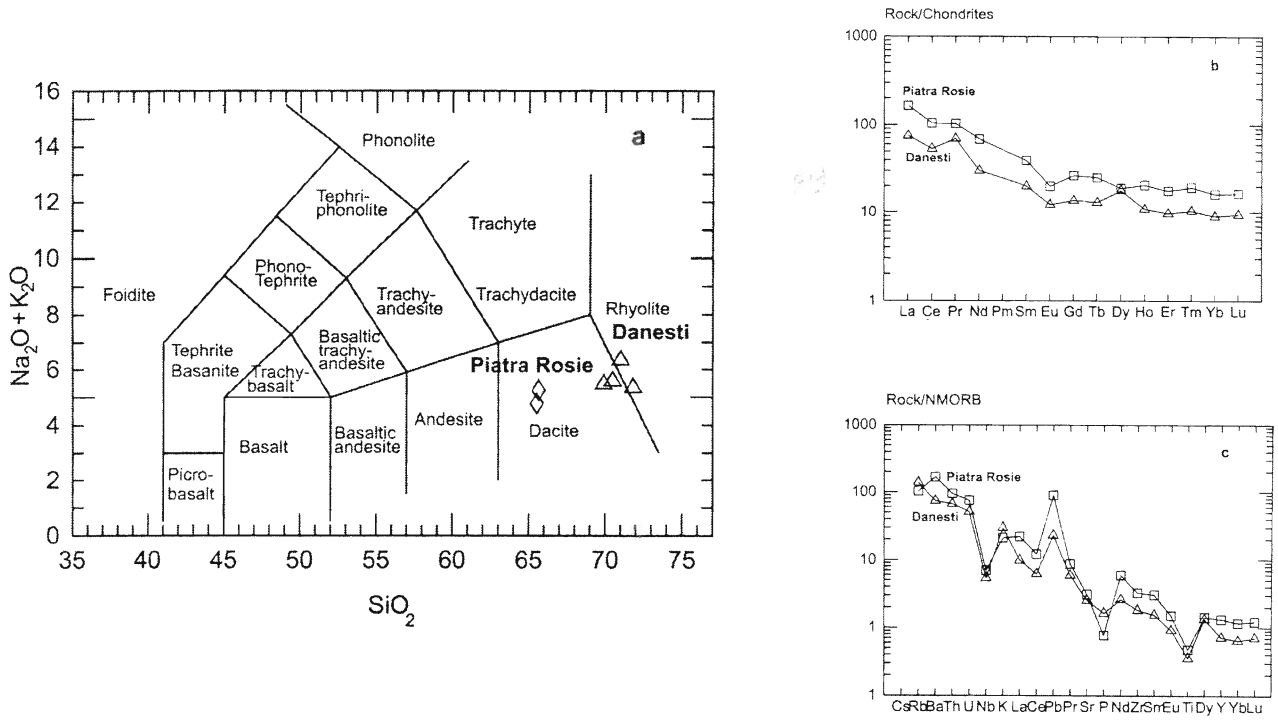


Fig. 2. Distribution of the volcanic rocks from Piatra Rosie and Danesti domes in TAS (a), chondrite-normalized (b) and N-MORB normalized (c) diagrams.

texture of Danesti rocks, suggest a silicic evolved/differentiated magma. The mixing and mingling processes between at least two different magmas are outlined by typical mineralogical and textural features: embayed, resorbed or corroded crystals, xenocrysts, sieve-textured crystals (plagioclase) and crystals with overgrowth structures, as mixing constraints; crystal clots and individual phenocrysts (the same as in the crystal clots) in an acidic groundmass or direct contact (very well outlined in thin sections) between the two compositionally different aspects representing two magmas, as mingling constraints.

The geochemical characters resembling to basic rocks (e. g. high HREE and Yb and similar pattern in the chondrite normalized diagram as Mogosa basaltic andesites outcropping nearby) suggest the involvement of a less evolved magma in the genesis of the Piatra Rosie dacitic rocks.

The two interconnected extrusive domes have been formed during two eruptive phases, according to the volcanological and petrological data: in the first phase, Piatra Rosie lavas had been formed by the injection of a mafic magma into a deeply stored felsic one; in the second phase a new input of hot mafic magma into a cool, more differentiated felsic magma generated the Danesti lavas. The mixing of deeper and shallower magmas of contrasting compositions, with associated reheating and remobilization, has been suggested by the textural and compositional heterogeneity of the two dacites and their phenocrysts.

Piatra Rosie and Danesti lavas form a polygenetic dome subaqueously extruded during two eruptive phases: Piatra Rosie lavas were followed by Danesti lavas, partly overlapped, subsequently fragmented and resedimented. The typical low energy submarine emplacement was responsible for the quench lava fragmentation and the degree of fluidization was essential in the styles of transport and emplacement during resedimentation. Petrogenetic relationships suggest mixing and mingling processes (besides assimilation-fractional crystallization processes) related to the complex evolution of magmas with different compositions belonging to zoned intracrustal reservoir.

References

Fülöp, A., & Kovacs, M., 1996: Pannonian acid volcanism in Gutâi Mts. (East Carpathians, Romania) Volcanological features, magmatological and tectonic significance. Plate tectonic aspects of the Alpine metallogeny in the Carpatho-Balkan Region. *Proceedings of the annual meeting, Sofia, 2, 57–66.*

Kovacs, M., 2002 Petrogenesis of subduction-related magmatic rocks from the central-southeastern part of Gutâi Mts. *Ed. Dacia, Cluj-Napoca, 201*

Kovacs, M., & Fülöp, A., 2003: Neogene volcanism in Gutâi Mts. (Eastern Carpathians). *A review Studia Universitatis Babes – Bolyai, GEOLOGIA, 3–16.*

Pécskay Z., Edelstein, O., Kovacs, M. Bernád, A., & Crihan, M., 1994: K-Ar age determination of Neogene volcanic rocks from the Gutâi Mts. (Eastern Carpathians, România). *Geol. Carpath., 45, 6, 357–363.*

Pécskay Z., Edelstein, O., Seghedi, I., Szakács, A., Kovacs, M., Crihan, M., & Bernad, A. 1995: K-Ar datings of Neogene-Quaternary calc-alkaline volcanic rocks in Romania. *Acta Vulcanologica, 7 2, 53–62.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 288–291

Nové paleomagnetické merania v južnej časti Slanských vrchov

IGOR TÚNYI[1], BRANISLAV ŽEC[2], EMÖ MÁRTON[3] a DIONÝZ VASS[4]

[1]Geofyzikálny ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 845 28 Bratislava, Slovenská republika
[2]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika
[3]Geofyzikálny ústav Loránda Eötvösa, Columbus u. 17-23, 1115 Budapest, Maďarská republika
[4]Geologický ústav SAV, Severná 5, 947 01 Banská Bystrica, Slovenská republika

(Doručené 26. 5. 2005)

New paleomagnetic measurements from southern part of the Slanské vrchy Mts.

Paleomagnetic study was performed on volcanic rocks from three localities of southern part of the Slanské vrchy Mts. These localities were Regeta, Slančík and Ruskov. All three demonstrated anomalous – CW rotations. Radiometric age and magnetic polarity of samples from lava flow at locality Ruskov allowed to compare them with magnetostratigraphy scale.

Key words: Slanské vrchy Mts., neovolcanics, paleomagnetism, paleorotation

Úvod

Východoslovenské vulkanity, ako aj sedimenty východoslovenskej panvy a priľahlého flyšového pásma boli predmetom paleomagnetického výskumu v dávnejšej (Naim, 1967; Krs et al., 1977, 1982, 1991; Orlický, 1996) i v celkom nedávnej minulosti (Márton et al., 2000). Výskum priniesol isté výsledky, ale zároveň nastolil rad nových otázok vyžadujúcich ďalšie štúdium, a preto sa odobrali vzorky na paleomagnetické meranie z vybraných fácií vulkanických štruktúr južnej časti Slanských vrchov, a to z lokality Regeta, Slančík (stratovulkán Bogota) a Ruskov (stratovulkán Hradisko; obr. 1).

Geologický opis skúmaného územia

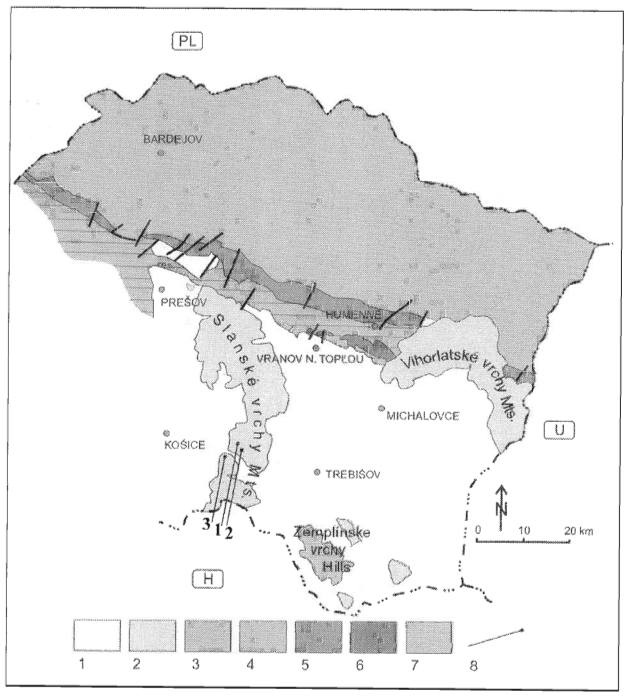
Geotektonickou pozíciou východoslovenských neovulkanitov sa zaoberal rad autorov. Lexa et al. (1993) sa venovali časovej a priestorovej distribúcii neogénneho až kvartérneho vulkanizmu v karpatsko-panónskej oblasti, Kaličiak a Žec (1995) a rovnako aj Lexa a Kaličiak (2000) charakteristike a typom vulkanizmu na východnom Slovensku a na základe ich prác možno konštatovať, že južná časť Slanských vrchov má pre prekrývanie sa dvoch priestorovo dosť rozšírených typov vulkanizmu špecifické postavenie. Vyvíjal sa v nej najmä bimodálny andezitovo-ryolitový typ vulkanizmu, ktorý z južnej časti zasahuje až do oblasti stratovulkánu Hradisko (s lokalitou Ruskov), a to v zóne hrastov (Tokaj) – Milič – Zemplín od vrchného bádenu do spodného panónu v terestrickom, ale prevažne v plytkom morskom prostredí. Väčšinou andezitový typ vulkanizmu s dominantným vývojom stratovulkánov je charakteristický pre severnejšie pokračovanie stratovulkánov, medzi ktoré patrí aj Bogota (s lokalitou Regeta a Slančík). Tento typ vulkanizmu je rozšírený hlavne v severnej časti Slanských vrchov, ako aj v centrálnej časti východoslovenskej panvy, kde sú pod mladšími sedimentmi pochované vulkanické štruktúry, ako sú Malčice, Beša – Vojany a Čičarovce.

Stratovulkán Bogota

Stratovulkán patrí medzi výrazné morfoštruktúry Slanských vrchov a podľa rádiometrického datovania K-Ar metódou bol vulkanicky aktívny od hranice vrchného bádenu až spodného sarmatu s pokračovaním do spodného panónu (13,8 ± 0,5 až 10,3 ± 0,2 Ma; Žec a Ďurkovičová, 1993). V stratovulkáne (Žec, 2000) vystupuje niekoľko formácií (Bogota, Slančík, Regeta a komplex Nomša). Bogota je priestorovo a časovo najrozsiahlejšou formáciou so zastúpením spektra vulkanických produktov, a to od andezitových až po dacitové. Slančík a Regeta sú malé vulkanické štruktúry vystupujúce v periférnej vulkanickej zóne formácie Bogota. Z pôvodnej formácie *Regeta* sa zachoval len relikt s charakteristickými polohami freatomagmatického tufu a aglomerátov, ktoré preráža vulkanický nek andezitového zloženia. Formácia *Slančík* vystupuje na jv. strane obce Slančík. Z pôvodnej formy vulkanickej štruktúry sa zachovala iba centrálna časť s polohami pyroklastických uložení, ktoré preráža nek andezitového zloženia.

Stratovulkán Hradisko

Andezitový stratovulkán Hradisko je vulkanická štruktúra vystupujúca medzi ruskovským sedlom na S a slaneckým na J (Kaličiak et al., 1996). Tvoria ho prevažne lávové prúdy andezitového zloženia prekrývajúce polohy



Obr. 1. Schéma odobratých vzoriek. 1 – neogénna sedimentárna výplň východoslovenského bazéna. 2 – neogénne vulkanity východného Slovenska. 3 – sedimenty centrálnokarpatského paleogénu. 4 – sedimenty vonkajšieho flyšového pásma. 5 – humenské mezozoikum. 6 – bradlové pásmo. 7 – paleozoikum a mezozoikum zemplinika (Zemplínske vrchy). 8 – miesta odberu vzoriek. Lokality: 1 – Regeta, 2 – Slančík, 3 – Ruskov

Fig. 1. Scheme of sampled sites. 1 – Neogene sedimentary fill of the East Slovakian Basin. 2 – Neogene volcanics of East Slovakia. 3 – sediments of Central Carpathian Paleogene. 4 – sediments of Outer Carpathian Flysch Belt (Paleogene – Cretaceous). 5 – Humenné Mesozoic. 6 – Klippen Belt. 7 – Paleozoic and Mesozoic rocks of Zemplinicum (Zemplínske vrchy Hills). 8 – samples sites. Localities: 1 – Regeta, 2 – Slančík, 3 – Ruskov

ojedinele vystupujúcich napadaných pyroklastík. Rádiometrické datovanie vzoriek zo severnej časti stratovulkánu (z lomu Ruskov), odkiaľ sa odobrali vzorky aj na paleomagnetické štúdium, zaraďujú vulkanickú aktivitu na rozhranie medzi vrchným bádenom a spodným sarmatom (13,6 ± 1 mil. rokov; Bagdasarjan et al., 1971; 12,3 mil. rokov; Ďurica et al., 1978).

Paleomagnetické výsledky a diskusia

Kolekcia vzoriek andezitu z lokality Regeta, Slančík a Ruskov sa rozdelila na dve časti. Jedna sa analyzovala v paleomagnetickom laboratóriu ELGI v Budapešti a druhá v paleomagnetickom laboratóriu Geofyzikálneho ústavu SAV v Bratislave. Použila sa štandardná metóda termálnej demagnetizácie alebo kombinácia termálnej a striedavej demagnetizácie. Všetky vzorky mali vysokú paleomagnetickú stabilitu a dobrú koincidenciu paleosmerov v rámci príslušnej lokality. Meranie sa spracovalo klasickou štatistickou metódou odvodenia hlavného smeru s parametrami rozptylu a výsledky sú na obr. 2 a 4 a v tab. 1.

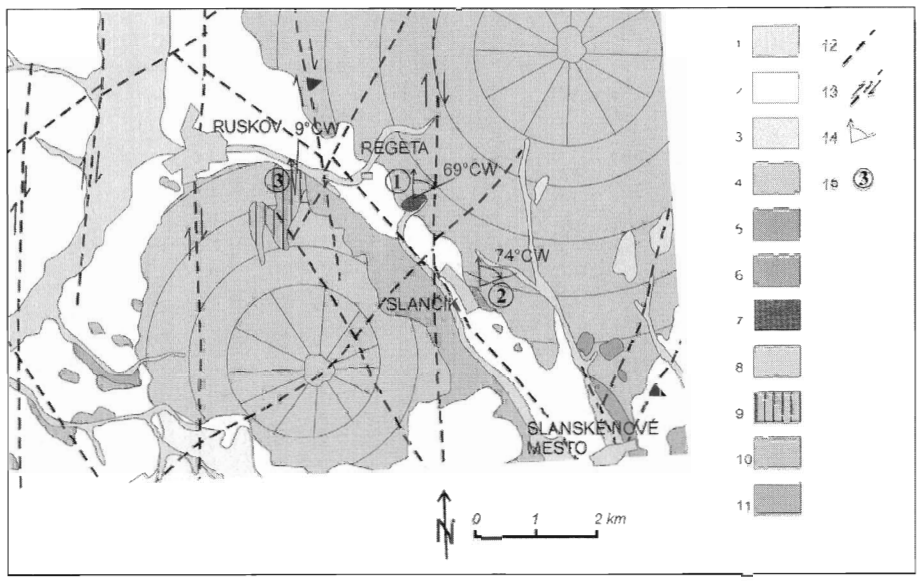
Pre všetky tri lokality je charakteristická anomálna rotácia. Vzorky z Regety sú z malého neku bazaltového andezitu, ktorý pravdepodobne preráža spodnosarmatské až strednosarmatské redeponované pyroklastiká pyroxenic-

Tab. 1

číslo lokality	lokalita	typ horniny vek	biostratigrafický vek	rádiometrický	n	D°	I°	α°_{95}	rotácia
1	Regeta 0.75 km jv. od osady Regeta (sz. od obce Slančík	bazaltický andezit (nek)	sarmat (spodný?)		21	69	54	4.5	69
	Regeta 0.75 km) SE of the settlement (NW of village Slančík	basalt andesite (neck)	Sarmatian (Lower?)						
2	jv. okraj obce Slančík	jemnoporfyrický pyroxenický andezit (lávový prúd), formácia Bogota	sarmat (spodný?)		12	74	58	3.4	74
	Slančík SE margin of the village	Fine-porphyry pyroxene andesite (lava flow), Bogota Formation	Sarmatian (Lower?)						
3	Lom Ruskov, 1.5 km v. od obce	hyperstenicko-augitický andezit (lávový prúd), formácia Hradisko	spodný sarmat	13.6 ± 1 (12,3 ± 0.3)	22	9	50	3.8	9
	Ruskov quarry 1.5 km E of the village	Hyperstene-augite andesite (lava flow), Hradisko Formation	Lower Sarmatian						

Vysvetlivky: n – číslo vzorky; D°, I° – deklinácia a inklinácia paleosmeru, α°_{95} – polovičný uhol kužeľa, do ktorého sa zaznamená rozsah priemernej hodnoty s 95 % pravdepodobnosťou.

Explanations: n – number of samples; D°, I° – declination and inclination of paleodirection; α°_{95} – halfangle of conus into which the mean paleodirection renges within 95 % probability



Obr. 2. Zjednodušená geologická mapa okolia vulkánu Regeta (1), vulkánu Slančík (2) a lávového prúdu v Ruskove (3) podľa Kaličiaka et al. (1996). Naznačené vektory rotácie určené paleomagnetickým meraním. Zápis pravostranných horizontálnych posunov smeru S–J aktívneho v mladšom sarmate (Vass et al., 2000). Zlomy sa ohodnotili ako spúšťač anomálnej deklinácie (a CW rotácie) ruskovských a regetských andezitov. Zaznamenané sú vektory rotácie určené paleomagnetickým meraním. Vysvetlivky: 1 – fluviálne uloženiny, holocén, kvartér, 2 – nerozčlenené kvartérne sedimenty, 3 – vápnitý íl a štrk konglomerát, kochanovská formácia, stredný – vrchný sarmat, 4–7 – stratovulkán (formácia) Bogota spodný sarmat – panón: andezitové vulkanoklastiká a vulkanity (nerozčlenené), 5 – extrúzia dacitu, 6 – jemnoporfyrický andezit (vzorkované teleso), 7 – bazaltický andezit (vzorkované teleso), 8–9 stratovulkán (formácia) Hradisko, spodný sarmat, 8 – stratovulkán Hradisko (nerozčlenené), 9 – hyperstenicko-augitický andezit (vzorkované teleso), 10–11 – stretavská formácia, spodný–stredný sarmat (nerozčlenené), 10 – vápnitý íl/ílovec a prach/prachovec s vrstvami tufovitého ílovca a piesok/pieskovec, 11 – redeponovaný ryolitový tuf a tufit, 12 – normálny zlom, 13 – zlom s horizontálnym posunom, 14 – vektor rotácie, 15 – číslo miesta odberu.

Fig. 2. Simplified geological map of the Regeta volcano (1), Slančík volcano (2) and Ruskov lava flow (3) surroundings according to (Kaličiak, ed., 1996). The rotation vectors determined by paleomagnetic measurements are figured. Note the dextral strike-slips of N–S direction active during Late Sarmatian (Vass et al., 2000). Those faults were assumed to be a trigger of anomalous declinations (and CW rotations) of Ruskov and Regeta andesites. The rotation vectors determined by paleomagnetic measurements are figured. Explanation: 1 – fluvial deposits, Holocene, Quaternary, 2 – Quaternary sediments undivided, 3 – calcareous clay and gravel-conglomerate, Kochanovce Formation, Middle – Upper Sarmatian, 4–7 – Bogota Stratovolcano (Formation) Lower Sarmatian – Pannonian: andesite volcaniclastics and volcanics undivided, 5 – dacite extrusion, 6 – fine porphyry andesite (sampled body), 7 – basalt andesite (sampled body), 8–9 – Hradisko Stratovolcano (Formation) Lower Sarmatian, 8 – Hradisko Stratovolcano undivided, 9 – hyperstene–augite andesite (sampled body), 10–11 – Stretava Formation, Lower – Middle Sarmatian, undivided, 10 – calcareous clay/claystone and silt/siltstone with layers of tuffaceous claystone and sand/sandstone, 11 – redeposited rhyolite tuff and tuffite, 12 – normal fault, 13 – strike-slip fault, 14 – vector of rotation, 15 – site number

kého andezitu stratovulkánu (resp. formácie) Bogota. Pri paleomagnetickom výskume tufu v okolí neku sa potvrdila západná (CCW – proti smeru pohybu hodinových ručičiek) rotácia 22° (Márton et al., 2000), ale bazaltový andezit má opačnú, východnú (CW – v smere pohybu hodinových ručičiek) rotáciu 69° (obr. 2 a 4, tab. 1).

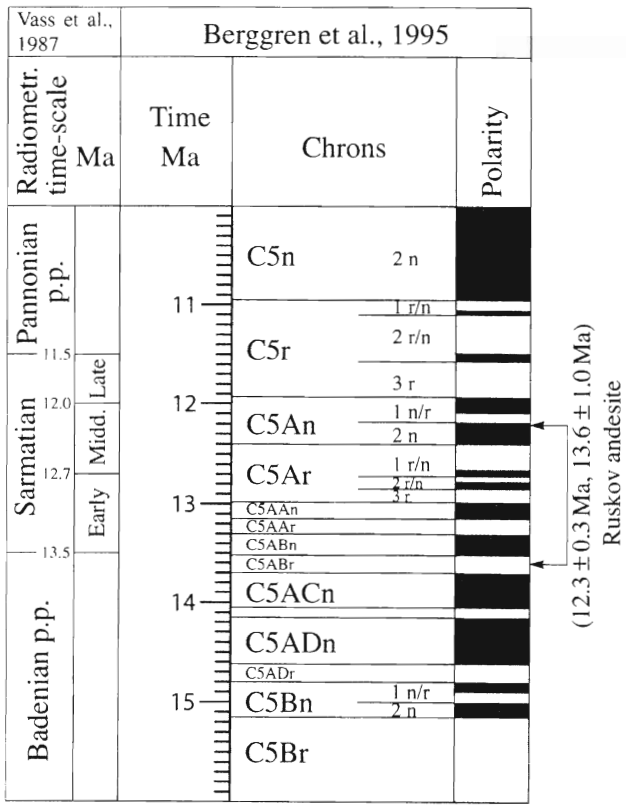
Anomálna rotácia sa vysvetľuje dvojako: Nek ako domatická extrúzia, ktorá vznikla a stuhla v krátkom čase, získala epizodickú remanentnú magnetizáciu v čase „eventu" geomagnetického poľa pri striedaní jeho polarity, alebo sa hľadá vysvetlenie v mechanizme výstupu extruzívneho telesa. V druhom prípade vyklenujúca sa extrúzia po výstupe na povrch stuhla, jej teplota klesla pod Curieho bod, hornina získala remanentnú magnetizáciu, ale vnútorný tlak v hĺbke prívodného komína extrúzie menil polohu sčasti stuhnutej kupoly, a tak spôsobil jej rotáciu.

Na jv. okraji obce Slančík sa odobrali vzorky z lávového prúdu jemnozrnného porfyrického andezitu formácie Bogota. Ide o jeden zo spodnejších, teda starších prúdov tohto stratovulkánu, ktorý bol aktívny od raného sarmatu do panónu (Kaličiak, ed., 1996). Má CW rotáciu 74° CW (obr. 2 a 4, tab. 1), kým sarmatské horniny z iných miest východoslovenskej panvy CW rotáciu 22–25°.

Vo veľkolome na V od Ruskova sa odobrali vzorky z lávového prúdu hyperstenicko-amfibolického andezitu formácie Hradisko. Jeho rádiometrický vek je 13,6 ± 1 (Bagdasarjan et al., 1971) resp. 12,3 ± 0,3 Ma (Kreuzer in Ďurica et al., 1978). Ranosarmatský vek potvrdzuje aj mikrofauna z vápnitého ílu zakrývajúceho andezitový prúd.

Rotácia 9° CW (obr. 2 a 4, tab. 1) je blízka rotácii stabilnej Európe, čiže andezit zdanlivo nerotoval. Nerotovaná poloha spodnosarmatskej horniny vo východoslovenskej panve je nepravdepodobná, lebo smery deklinácie všetkých spodnosarmatských a strednosarmatských hornín oblasti na rotáciu poukazujú. Preto možno predpokladať, že aj ruskovský andezit pôvodne rotoval najmenej 22–25° CCW a neskôr opačne, a tak sa dostal do pozície blízkej pozícii mladých hornín v panve, ktoré nerotovali vôbec, ako napr. michalovský ryolit (Márton et al., 2000).

Ak je stredná hodnota rádiometrického veku andezitu z Ruskova 13,6 Ma blízka reálnemu veku, potom andezit,



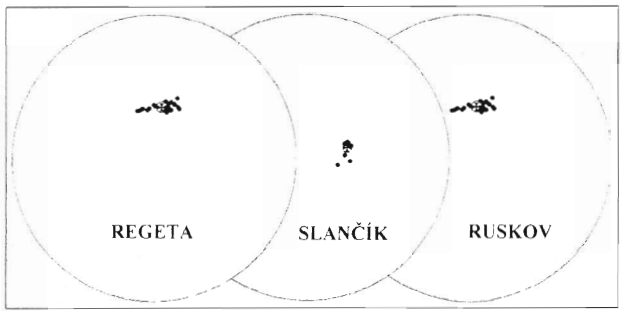
Obr. 3. Korelácia andezitu v normálnej magnetickej polarite v Ruskove s magnetostratigrafickou časovou mierkou podľa Berggrena et al. (1995), rádiometrický vek dvoch variantov podľa Kreuzera in Ďurica et al. (1978) 12,3 ± 0,3 mil. rokov a/alebo podľa Bagdasarjana in Bagdasarjan et al. (1971) 13,6 ± 1 mil. rokov (v hranatých zátvorkách).

Fig. 3. Correlation of Ruskov andesite of normal magnetic polarity with the magnetostratigraphic time–scale of Berggren et al. (1995), the radiometric ages are of two variants according to Kreuzer (in Ďurica et al., 1978) – 12.3 ± 0.3 Ma and-or according to Bagdasarjan (in Bagdasarjan et al., 1971) – 13.6 ± 1 Ma (in brackets).

kedže má normálnu polaritu magnetizácie, mohol vzniknúť v chróne C5ABn (13,302–13,510 Ma). Ak je rádiometrický vek 12,3 Ma bližšie k reálnemu veku, potom andezit vznikol v normálnom „evente" C5An.2n (12,184–12,401 Ma; Berggren et al., 1995; obr. 3).

Záver

Impulzom pre východnú (CW) rotáciu andezitu zo Slančíka a Ruskova mohli byť neskorosarmatské pravé posuny na zlomoch smeru S–J. Takéto zlomy intenzívne porušujú južnú časť Slanských vrchov a niektoré z nich sú v bezprostrednej blízkosti lokality Ruskov a Slančík. Pravá rotácia musela postihnúť menšie izolované bloky litosféry viac-menej samostatne, lebo rotácia nie je rovnako veľká.



Obr. 4. Stereoprojekcia hlavných paleosmerov z lokality Regeta, Slančík a Ruskov.

Fig. 4. Stereoprojections of the main paleodirections from the localities Regeta, Slančík and Ruskov.

Literatúra

Bagdasarjan, G. P., Slávik, J., & Vass, D., 1971: Chronostratigrafický a biostratigrafický vek niektorých významných neovulkanitov východného Slovenska. *Geol. Práce, Spr., 55, 87–96.*

Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher III, C. C., & Aubry, M. P., 1995: A revised Cainozoic geochronology and chronostratigraphy. *In: W. A. Berggren, D. V. Kent & J. Hardenbol (eds.): Chronology, time scale and global stratigraphic correlations. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 54, 129–212.*

Ďurica, D., Kaličiak, M., Kreuzer, H., Müller, P., Slávik, J., Tözsér, J., & Vass, D., 1978: Sequence of volcanic events in the light of recent radiometric age determinations. *Věst. Ústř. Úst. geol. Praha, 53, 75–88.*

Kaličiak, M., ed., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny v mierke 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ, 231.*

Kaličiak, M., & Žec, B., 1995: Review of Neogene volcanism of Eastern Slovakia. *Acta Vulcanologica, 7, 87–96.*

Krs, M., & Roth, Z., 1977: A hypothesis of the development of the Insubric – Carpathian Tertiary block system. *Acta geol. Acad. Sci. hung., 24-1, 237–249.*

Krs, M., Muška, P., & Pagáč, P., 1982: Review of paleomagnetic investigations in the West Carpathians of Czechoslovakia. *Geol. Práce, Spr., 78, 39–58.*

Krs, M., Krsová, M., Chvojka, R., & Potfaj, M., 1991: Paleomagnetic investigations of the Flysch belt in the Orava Region, Magura Unit, Czechoslovak Western Carpathians. *Geol. Práce, Spr., 92, 135–151.*

Márton, E., Vass, D., & Túnyi, I., 2000: Counterclocwise rotation of the Neogene rocks in East Slovakian Basin. *Geol. Carpath., 51, 3, 159–168.*

Nairn, A. E. M., 1967: Paleomagnetic investigations of the Tertiary und Quaternary rocks. III. A paleomagnetic study of the East Slovak Province. *Geol. Rdsch., 56, 408–419.*

Orlický, O., 1996: Paleomagnetism of neovolcanic of the East-Slovak Lowland and Zemplínske vrchy Mts.: A study of the tectonics applying the paleomagnetic data (West Carpathians). *Geol. Carpath., 47, 1, 13–20.*

Žec, B., 2000: Lithofacial changes in the products of the Bogota andesite stratovolcano, central part of the Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia. *Mineralia Slov., 3, 231–236.*

Žec, B., & Ďurkovičová, J., 1993: Chronostratigrafické zaradenie vybraných vulkanických formácií južnej časti Slanských vrchov. *Mineralia Slov., 2, 109–116.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 292–297

Nové výsledky zo štúdia andezitových telies formácie Lysá stráž – Oblík

BRANISLAV ŽEC[1], KATARÍNA BÓNOVÁ[2], MARIÁN KOŠUTH[2] a RUDOLF ĎUĎA[3]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika; zec@gssr-ke.sk
[2]Katedra geológie a mineralógie FBERG TU, Park Komenského 15, 043 84 Košice, Slovenská republika
[3]Východoslovenské múzeum, Hviezdoslavova 3, 041 36 Košice, Slovenská republika

(Doručené 16. 5. 2005)

New results from study of the Lysá stráž – Oblík Formation andesite bodies

Extrusive and shallow-intrusive andesite bodies of the Lysá stráž – Oblík Formation outcrop at the northern margin of Slanské vrchy Hills volcanic structures. They have an unique position in this part of East Slovakian Basin. This volcanism type is characterized by extrusive bodies (amphibole-pyroxene ± garnet andesites) and shallow intrusions of diorite porphyries with the main development in Middle Sarmatian. Volcanism developed parallelly with Carpathian arc, starting with the body Lysá stráž at the northwestern side through Kapušany, Oblík to Vinné at southeastern side. The obtained petrological data from selected andesite bodies (localities Maliniak and Šariš Castle Hill) allow to assume the generating of andesite magma probably at the crustal-mantle boundary. It is proved also by the presence of garnets with high CaO (>5 hm.%) and low MnO (<2 hm.%) contents, being characteristic for crystallization of M-/I-type magma at higher pressure. Ca-rich plagioclase also indicates the crystallization in the same magma type. The joints in andesites and diorite-porphyries as well as xenoliths of Neogene volcanosedimentary products, eventually Paleogene sediments are bearing mineralization. Locally there are common and interesting the occurrences of magmatic enclaves – apparently authigenic magmatic differentiates.

Key words: Neogene volcanics, Slanské vrchy Mts., Lysa stráž – Oblík Formation, petrology, geothermometry, xenolits

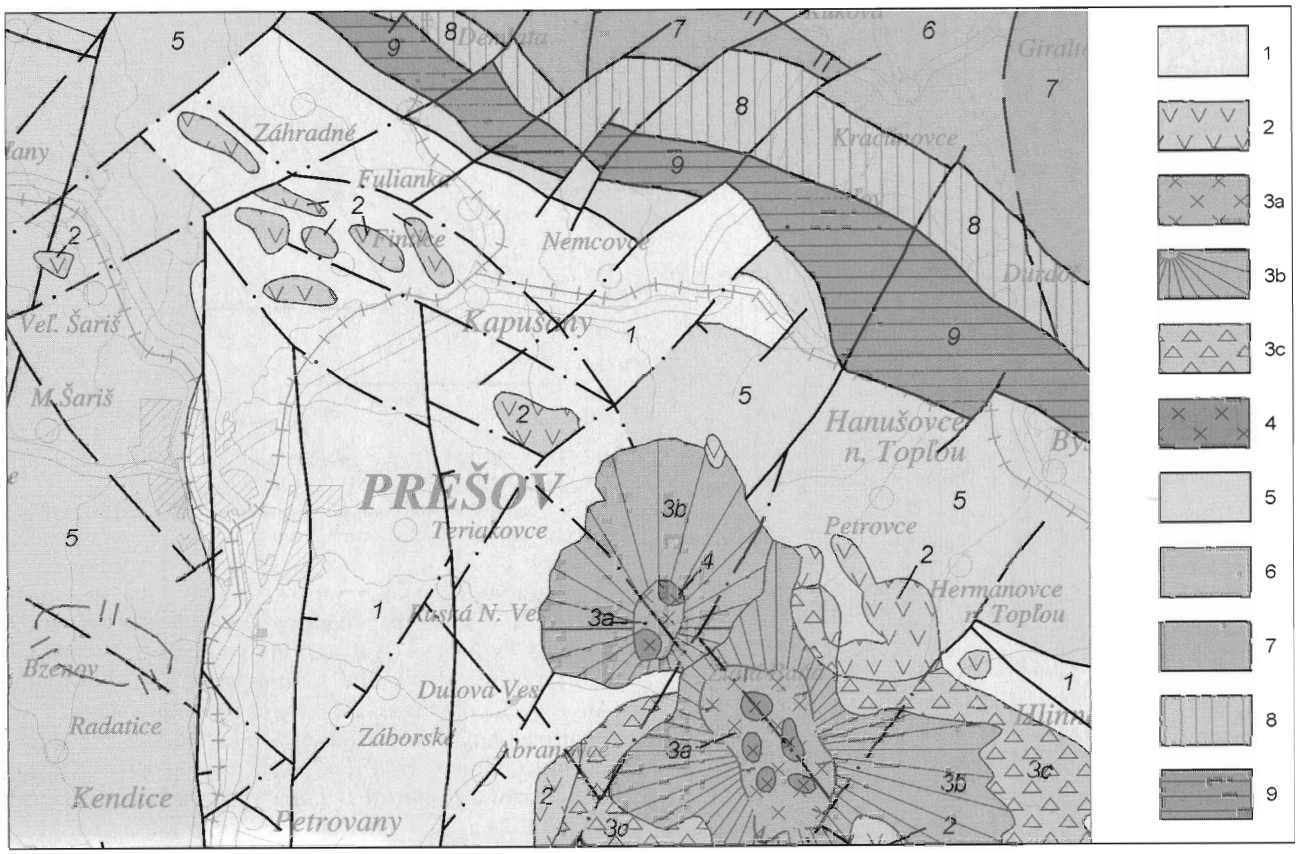
Úvod

Formácia extruzívnych a plytkointruzívnych telies Lysá stráž – Oblík reprezentuje len krátky úsek formovania vulkanizmu vo východoslovenskom neogénnom bazéne. Tento typ vulkanizmu je charakteristický extruzívnymi telesami (amfibolicko-pyroxenických ± andezitov s granátom) a plytkými intrúziami dioritových porfýrov s vývojom predovšetkým v strednom sarmate. Formácia sa vyvinula paralelne s karpatským oblúkom od telesa Lysá stráž na SZ cez Kapušany a Oblík po Vinné na JV.

V poslednom období sa o geotektonickej pozícii východoslovenskej oblasti so zreteľom na pozíciu neogénneho vulkanizmu publikovalo niekoľko prác (Kaličiak a Pospíšil, 1990; Kaličiak a Žec, 1995; Kováč et al., 1995; Lexa a Konečný, 1998; Lexa a Kaličiak, 2000). Základnú predstavu o geotektonickej pozícii neogénneho až kvartérneho vulkanizmu celého karpatsko-panónskeho regiónu podal Lexa et al. (1993). Podľa spomenutých prác sa v regióne vyčlenilo niekoľko skupín vulkanických hornín s rozličným vzťahom ku geotektonickej pozícii. Stretávajú sa v ňom produkty niekoľkých udalostí vulkanickej aktivity, a to v stratigrafickom rozpätí od egenburgu až po vrchný sarmat (Pecskay et al., 1995). Formáciu Lysá stráž – Oblík (obr. 1) reprezentujú plytkointruzívne telesá amfibolicko-pyroxenického andezitu, extruzívne (lakolity) hyperstenicko-amfibolického andezitu, (domatické) pyroxenicko-amfibolického andezitu s granátom a (domatické) augiticko-hyperstenického andezitu s amfibolom.

Charakter vulkanizmu oblasti a geologická pozícia formácie

Študovaná oblasť, v ktorej vystupujú extruzívne a plytkointruzívne telesá formácie Lysá stráž – Oblík (Kaličiak et al., 1991), je typická vývojom vulkanizmu od egenburgu do vrchného sarmatu. Vulkanizmus spodného miocénu egenburgu, karpatu a spodného bádenu – je zaujímavý najmä jemnými popolovými uloženinami čiže produktmi, ktoré vznikajú pri explozívnom vulkanizme a niekedy sa ukladajú veľmi ďaleko od vulkanického centra. V čelovskej depresii na SV od formácie Lysá stráž – Oblík sa produkty egenburského vulkanizmu zachovali veľmi obmedzene a zachytil ich vrt Čelovce-1 (455,00 m; Slávik et al., 1960). V jeho sledovanom profile sa zistil ryolitový tuf/tufit v hĺbke 282–285 m. Sedimenty egenburgu transgredovali prevažne na vnútrokarpatský paleogén. Z otnangu doteraz o údaje o vulkanickej aktivite nie sú. Vulkanickú aktivitu v karpate možno priradiť k intenzívnemu neogénnemu kyslému vulkanizmu. V nadloží



Obr. 1. Geologická schéma postavenia extrúznych a plytkointrúznych telies formácie Lysá stráž – Oblík. 1 – molasové sedimenty (neogén), 2 – extrúzne domy a plytkointrúzne telesá formácie Lysá stráž – Oblík, 3 – sarmatské andezitové stratovulkány (Šarišská, Zlatá baňa) a – centrálna vulkanická zóna, b – proximálna vulkanická zóna, c – periférna vulkanická zóna, 4 – vrchnobádenské až sarmatské subvulkanické intrúzie (diority a dioritové porfýry), 5 – sedimenty vnútrokarpatského paleogénu, 6 – magurský príkrov (bystrická tektonická jednotka), 7 – magurský príkrov (krynická tektonická jednotka), 8 – bradlové pásmo (vrchnokriedové a mladšie sedimenty), 9 – bradlové pásmo (sedimenty strednej – vrchnej kriedy).

Fig. 1. Geological scheme of position of extrusive and shallow intrusive bodies of the Lysá stráž – Oblík Formation. 1 – molasse sediments (Neogene), 2 – extrusive domes and shallow intrusive bodies, 3 – Sarmatian andesite stratovolcanoes: a – central volcanic zone, b – proximal volcanic zone, c – peripheral volcanic zone, 4 – Late Badenian–Sarmatian subvolcanic intrusions (diorites and diorite porphyries), 5 – sediments of Inner Carpathian Paleogene, 6 – Magura nappe (Bystrica tectonic Unit), 7 – Magura nappe (Krynica tectonic Unit), 8 – Klippen Belt (Cretaceous and younger sediments), 9 – Klippen Belt (Cretaceous sediments).

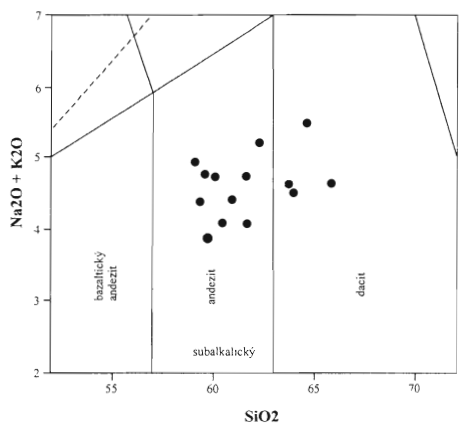
sedimentov teriakovského súvrstvia na Z od Fintíc a na J od formácie Lysá stráž – Oblík vystupujú izolované relikty nepravidelne sa striedajúcich polôh jemnozrnného svetlosivého tufu a drobnoúlomkovitej epiklastickej brekcie až pieskovca hrubé maximálne do 10 m (Slávik, 1968). Podobný nečlenený komplex polôh ryolitového tufu a brekcií sa zistil aj v oblasti zlatobanského stratovulkánu (Kaličiak et al., 1991). Produkty spodnobádenského vulkanizmu vystupujú na sv. okraji Slanských vrchov s pokračovaním do oblasti Vranova nad Topľou, Kučína, Nižného Hrabovca a Vihorlatských vrchov. Vyskytujú sa v nižnohrabovskom súvrství a označujú sa ako hrabovský tuf. Vulkanizmus stredného bádenu až spodného sarmatu sa v tejto najsevernejšej časti východoslovenskej neogénnej panvy výrazne neprejavil. Vulkanická aktivita sa veľmi zmenila až v strednom sarmate, keď sa v tomto území formovali morfologicky nápadné extrúzivne a plytkointrúzivne telesá formácie Lysá stráž – Oblík, a to v priestore pozdĺžnej antiklinálnej paleogénnej štruktúry. Vo vrchnom sarmate vulkanizmus pokračoval vo formovaní radu vulkanických štruktúr, a to najmä v Slanských (Kaličiak et al., 1991, 1996), ako aj vo Vihorlatských vrchoch (Žec et al., 1997).

Andezitové telesá formácie vystupujú v prostredí sedimentov vnútrokarpatského paleogénu, miestami ich prerážajú a často silno kontaktne metamorfujú a deformujú (Kaličiak et al., 1988). Formáciu Lysá stráž – Oblík reprezentujú plytkointrúzivne telesá (lakolity a sily) amfibolicko-pyroxenického (Oblík, Maglovec, Borovík, Kuria hora), extrúzivne (lakolity) hyperstenicko-amfibolického (Kapušiansky hradný vrch, Lysá stráž), (domatické) pyroxenicko-amfibolického andezitu s granátom (Maliniak, Šarišský hradný vrch) a (domatické) augiticko-hyperstenického andezitu s amfibolom (Stráž, Hôrky). Základnú mineralogickú a petrografickú charakteristiku hornín formácie Lysá stráž – Oblík podal Kaličiak et al. (1988), Kaličiak a Žec (in Kaličiak et al., 1991). Rádiometricky sa vek tejto extrúzivno-intrúzivnej magmatickej aktivity určil ako strednosarmatský (12,0 ± 0,4 Ma až 12,2 ± 0,4 Ma; Kaličiak a Repčok, 1987).

Horniny andezitového zloženia s obsahom granátu vystupujú len v tejto formácii východoslovenských neogénnych vulkanitov, a preto sa z hľadiska petrografického zloženia, ako aj pozície bližšie venujeme iba niektorým telesám formácie.

Geochemická charakteristika

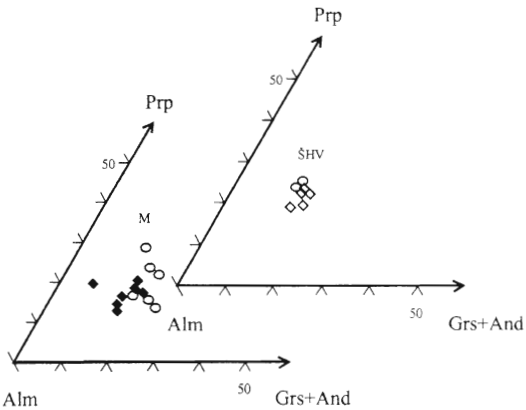
Skúmané horniny formácie Lysá stráž – Oblík patria do subalkalickej suity vulkanických hornín s rozpätím v zložení od andezitu po dacit (obr. 2) a sú strednodraselné.



Obr. 2. TAS diagram (Le Bas et al., 1986) hornín formácie Lysá stráž – Oblík.

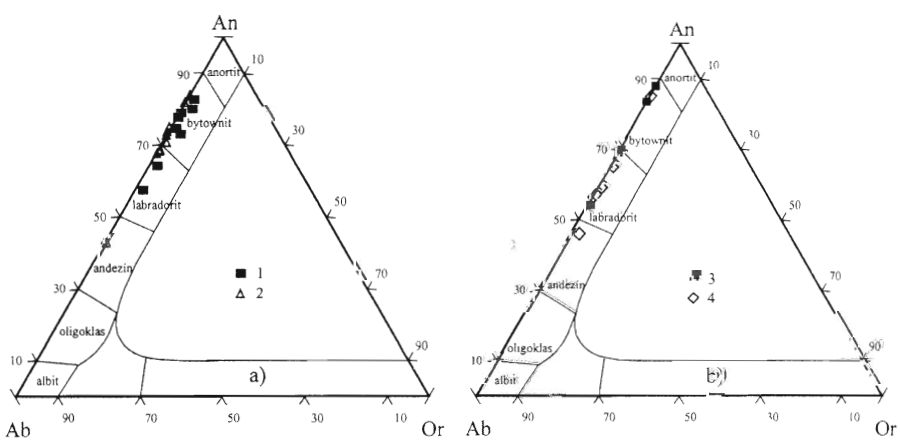
Fig. 2. TAS diagram (Le Bas et al., 1986) for the rocks of the Lysá stráž – Oblík Formation.

Pokles obsahu CaO a Al_2O_3 v horninách indikuje kryštalizáciu plagioklasu v počiatočných štádiách kryštalizácie magmy a pokles pomeru CaO/Al_2O_3 predpokladá frakcionáciu klinopyroxénu. Úbytok FeO a MgO s rastom SiO_2 pravdepodobne korešponduje s frakcionáciou pyroxénu. Kompatibilné správanie TiO_2 signalizuje skorú kryštalizáciu Fe-Ti oxidov. Zloženie granátov zobrazujú variačné diagramy (obr. 3). Prevládajúcou zložkou je almandín s obsahom od 56 do 72 (Maliniak) a 56–63 % (Šarišský hradný vrch). Z uvedeného vyplýva, že granáty v andezitovom telese Maliniak a Šarišský hradný vrch sú almandínové a výrastlice plagioklasu v nich zodpovedajú labradoritu až bytownitu (An_{61-88}). Plagioklas uzavretý v granáte (v jadre aj na periférii zrna) má rovnaké zloženie (An_{67-88}). Identickú skladbu majú mikrolity plagioklasu v matrixe (An_{65-83}). Pre andezit z lokality Lysá stráž a Kapušiansky hradný vrch je typická prítomnosť zonálnych plagioklasových výrastlíc. Jadrá výrastlíc sú bázickejšie (An_{84-88}) a bazicita smerom k okrajom klesá (An_{59-69}). Mikrolity základnej hmoty zodpovedajú labradoritu (An_{54-56}). Variačný diagram (obr. 4) znázorňuje chemizmus plagioklasu všetkých študovaných vzoriek. Podľa klasifikačného kritéria Leaka et al. (1997) sú amfiboly vápenaté (obr. 5) a zodpovedajú magneziohornblendu, tschermakitu príp. magneziohastingsitu (Maliniak a Šarišský hradný vrch), magneziohornblendu, tschermakitu a pargazitu (Kapušiansky hradný vrch a Lysá stráž). Pre ortopyroxény je charakteristický vysoký podiel Fe zložky a zložením zodpovedajú hypersténu (Maliniak, Lysá stráž a Šarišský hradný vrch). Analýza klinopyroxénov z Maliniaka potvrdila prítomnosť augitu (obr. 6). Augit je pomerne bohatý na Mg (podobný obsah Mg majú ortopyroxény) a podiel Mg zložky stúpa smerom k okraju.



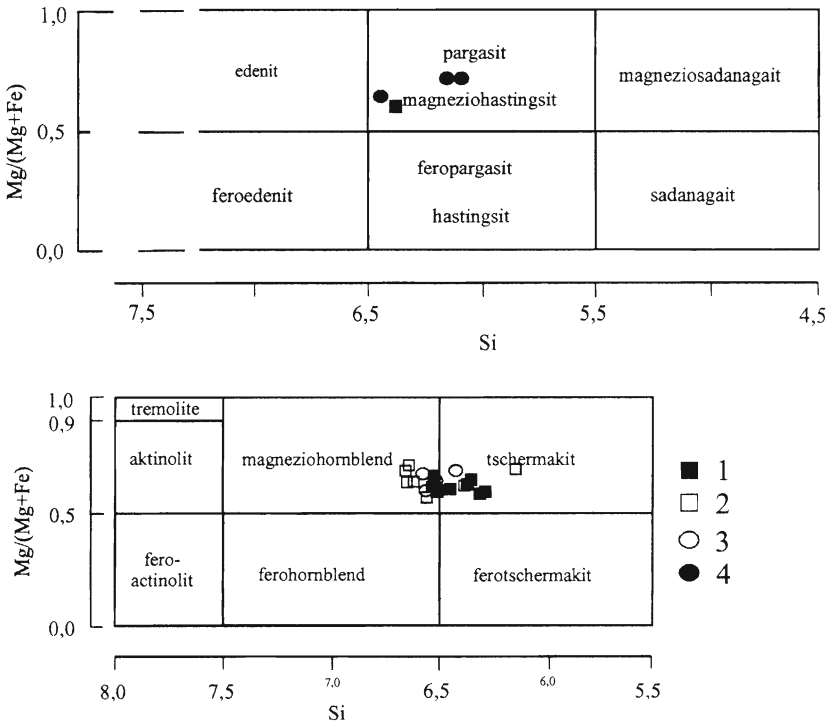
Obr. 3. Chemické zloženie granátov andezitového telesa Maliniak (M) a Šarišský hradný vrch (ŠHV). ♦ ◊ jadro, ○ lem.

Fig. 3. Chemical composition of garnets from Maliniak Hill (M) and Šariš Castle Hill (ŠHV). ♦ ◊ core, ○ rim.



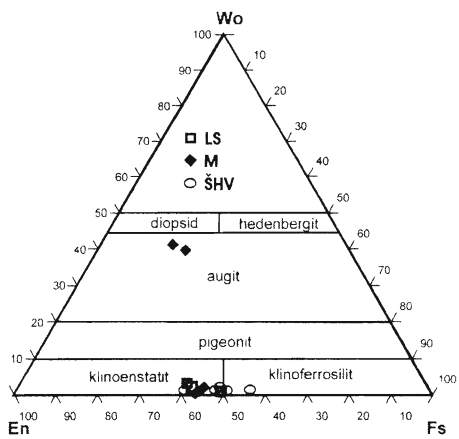
Obr. 4. Chemické zloženie plagioklasov andezitových telies. a – Maliniak (1), Šarišský hradný vrch (2), b – Lysá stráž (3), Kapušiansky hradný vrch (4).

Fig. 4. Chemical composition of plagioclases. a – Maliniak Hill (1), Šariš Castle Hill (2), b – Lysá stráž Hill (3) and Kapušany Castle Hill (4).



Obr. 5. Chemické zloženie amfibolov andezitového telesa Maliniak (2), Lysá stráž (4), Šarišský (1) a Kapušiansky hradný vrch (3); v klasifikácii podľa Leakea et al. (1997).

Fig. 5. Chemical composition of amphiboles from Maliniak Hill (2), Lysá stráž Hill (4), Šariš (1) and Kapušany Castle Hill (3); classification according to Leake et al. (1997).



Obr. 6. Chemické zloženie pyroxénov andezitového telesa Maliniak, Lysá stráž a Šarišský hradný vrch (v klasifikácii podľa Morimota, 1988).

Fig. 6. Chemical composition of pyroxenes from Maliniak Hill, Lysá stráž Hill and Šariš Castle Hill (classification according to Morimoto, 1988).

P-T podmienky

Na výpočet teploty sa využívajú vzťahy koexistujúcich pyroxénov – augitu (stred zrna) a hypersténu. Podľa Wooda a Banna (1973) je teplota 935–938 °C a podľa grafického dvojpyroxénového termometra (Lindsley, 1983) kryštalizácia prebehla pri teplote ~ 940 °C. Tento numerický odhad reprezentuje teplotu kryštalizácie magmy z lokality Maliniak.

Amfibolovo-plagioklasový termometer Hollanda a Blundyho (1994) využíva zloženie plagioklasu X_{Ab} 0,23–0,32 (Maliniak), X_{Ab} 0,17–0,20 (Šarišský hradný vrch), tlak 8–10 kbar a udáva rovnovážnu teplotu vzorky z Maliniaka 810–894 °C a zo Šarišského hradného vrchu 873–929 °C. Teplota kryštalizácie vzorky z Lysej stráže sa rovnakým termometrom stanovila na 896–996 °C pri tlaku 6–7 kbar, pri zložení plagioklasu X_{Ab} 0,16–0,30 a pri rovnakých podmienkach a zložení plagioklasu X_{Ab} 0,15–0,40 vzorky z Kapušianskeho hradného vrchu na 820–892 °C.

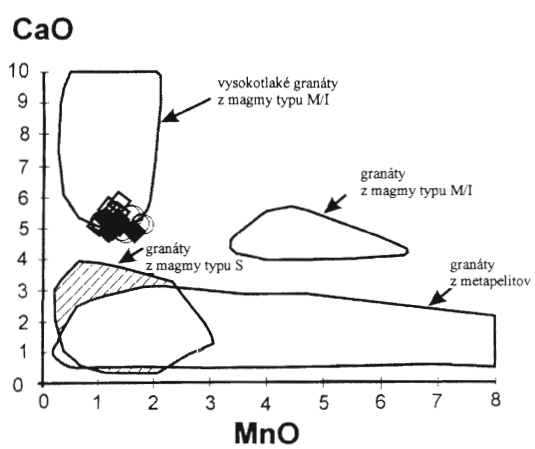
V závislosti od použitého termobarometra sa stanovili P-T podmienky kryštalizácie magmy. Pri andezitovom telese Maliniak a Šarišský hradný vrch – pyroxenicko-amfibolický andezit s granátom – sa určila teplota 810–940 °C a tlak 8 kbar. Relatívne vyššia teplota (896–996 °C pri tlaku 6–7 kbar) je charakteristická pre kryštalizáciu magmy telesa Lysá stráž a teplota 820–892 °C pri rovnakých podmienkach telesa Kapušianskeho hradného vrchu. Podľa Conrada et al. (1988) vyšší podiel Fe^{3+}, Ti a vyššie Mg číslo v amfibole odráža vyššiu teplotu kryštalizácie v magme dacitového zloženia a vyšší obsah Fe^{3+}, Ti a relatívne vyšší v amfiboloch pyroxenicko-amfibolického andezitu z lokality Lysá stráž (Bónová, 2005) indikujú vyššiu teplotu kryštalizácie magmy ako na Kapušianskom hradnom vrchu, kde je rovnaké minerálne zloženie.

Mineralogická charakteristika

Mineralizácia je vo všetkých andezitových telesách (Ďuda et al., 1981). Vyvinula sa v puklinách andezitov a dioritových porfýrov a viaže sa aj na xenolity. V hojnej miere sa vyskytujú predovšetkým xenolity neogénnych vulkanickosedimentárnych produktov alebo paleogénnych

sedimentov. Uzatvárané fragmenty hornín majú jemnú zrnitosť, sú relatívne kompaktné, s ostrohranným rozpadom. Viac xenolitov má znaky vrstvovitosti a iba zriedka v nich možno vidieť farebne odlišný koncentrický vývoj (Košuth, 1999). Najhodnotnejšia mineralizácia je v oblasti plytkointruzívneho telesa Maglovec, známa bohatým výskytom na Slovensku ojedinelých minerálov. Puklinovou mineralizáciou je chabazit a tvorí pekné veľké kryštály, zriedka veľké až 4–5 cm. Od mikroinklúzií amfibolov sú zelenkasté a na povrchu bežne pokryté plstnatými agregátmi bieleho až sivobieleho palygorskitu. Chabazit ojedinele vytvára pekné ružicovité prerastlice – fakolit, varietu chabazitu, ktorý je chemickým zložením blízky chabazitu-Ca. S ním sa v puklinkách vyskytuje dolomit a kalcit (často číry, bezfarebný, ale aj žltkastý).

Oveľa bohatšia je mineralizácia viažuca sa na xenolity, zriedka veľké aj vyše 1 m^3, často iba zo zrnitého hnedastého až ružovkastého kremeňa. Je to jediný známy výskyt kryštalického danburitu na Slovensku. Jeho žltobiele, biele až polopriehľadné prizmatické kryštály tvoria ružicovité zrasty veľké do 4 cm, často poprerastané ihličkovitým amfibolom a chloritom ripidolitom. Spolu s ním sa v xenolitoch pomerne často vyskytuje aj iný borosilikát – datolit. Aj ten vytvára zelenkasté až zelenobiele krátkoprizmatické kryštáliky, niekedy s radiálnolúčovitými zrastmi, dlhými aj vyše 1 cm. V asociácii s týmito minerálmi sa bežne vyskytujú amfiboly (aktinolit až feroaktinolit, tremolit, hastingsit, ferohornblend, amiant a tzv. hydroxylamfibol) a pyroxény (hedenbergit a diopsid). Veľmi vzácny je tu taumazit (biele hodvábnoleskłé plstnaté agregáty), analcím (číre kryštály veľké do 6 mm), natrolit (guličkovité agregáty ihličkovitých kryštálov veľké do 1 cm), heulandit (perleťové tabuľky), apofylit (biele jemnokryštalické agregáty), harmotóm a fluorit (biele hexaédrické kryštáliky veľké do 2 mm). V niektorých xenolitoch sa našli veľké číre tabuľky sadrovca (veľké do 10 cm) a biely zrnitý anhydrit a barit. Na kryštáloch danburitu ojedinele narastali fialovohnedé sekierkovité kryštáliky axinitu (veľké do 0,5 mm). V niektorých dutinkách xenolitov sa našli aj svetlosfarbené kryštály ametystu alebo číre kryštáliky kremeňa. Novšie sa zo xenolitov opísal aj spinel a stilbit.



Obr. 7. CaO vs. MnO diagram (podľa Harangiho et al., 2001) granátov andezitového telesa Maliniak a Šarišský hradný vrch: ♦ jadro, ○ lem (Maliniak), ◊ jadro (Šarišský hradný vrch).

Fig. 7. CaO vs. MnO diagram (according to Harangi et al., 2001) for garnets from Maliniak Hill and Šariš Castle Hill. ♦ core, ○ rim (Maliniak), ◊ core (Šariš Castle Hill).

Niektoré xenolity mali typickú skarnovú mineralizáciu a popri hematite, diopside a hedenbergite je v nich bežný granát a tvorí žltohnedé až žltozelenkasté kryštály veľké do 4 mm (identifikované ako grosulár) alebo tmavohnedé až čiernohnedé kryštály veľké do 1 cm (identifikované ako andradit). Vedno s nimi sa vyskytovali biele vláknité až steblovité agregáty wollastonitu, čierne krátkoprizmatické kryštály ilvaitu, čierne tenké tabuľky ilmenitu, vzácny magnetit, galenit, sfalerit, pyrit, chalkopyrit a markazit.

Zvláštnosťou je výskyt vínovožltých prizmatických kryštálov apatitu v susednom lome veľkých až 5 cm s bielou vláknitou kôrou karbonátu hydroxylapatitu. Apatit sa identifikoval ako chlorapatit.

Záver

Extruzívne a plytkointruzívne andezitové telesá formácie Lysá stráž – Oblík vystupujú na severnom okraji vulkanických štruktúr Slanských vrchov. V tejto časti východoslovenského neogénneho bazéna majú jedinečné postavenie aj pri jeho formovaní a reprezentujú typ vulkanizmu, pre ktorý sú charakteristické extruzívne telesá (amfibolovo-pyroxenických ± granátových andezitov) a plytké intrúzie dioritových porfýrov s vývojom predovšetkým v strednom sarmate (Pecskay et al., 1995). Ten sa vyvinul paralelne s karpatským oblúkom od Lysej stráže na SZ cez Kapušany, Oblík až po Vinné na JV. Podľa výsledkov štúdia možno predpokladať, že sa andezitová magma (lokality Maliniak a Šarišský hradný vrch) pravdepodobne generovala na rozhraní kôry a plášťa, o čom svedčí výskyt granátov s vysokým obsahom CaO (> 5 hmot. %) a s nízkym MnO (< 2 hmot. %), ktorý je príznačný pre kryštalizáciu magmy typu M/I (obr. 7) pri vyššom tlaku (Green, 1992). Plagioklas bohatý na Ca rovnako indikuje kryštalizáciu v tomto type magmy. Mineralizácia je v puklinách andezitov a dioritových porfýrov a viaže sa aj na xenolity neogénnych vulkanicko-sedimentárnych produktov alebo paleogénnych sedimentov. Lokálne býva bežný a zaujímavý aj výskyt magmatických enklávy, zrejme autigénnych magmatických diferenciátov.

Literatúra

Bónová, K., 2005: Mineralógia, petrológia a P-T podmienky kryštalizácie andezitového telesa Maliniak a Lysá stráž formácie Lysá stráž – Oblík, východné Slovensko. *Mineralia Slov.* (v tlači).

Conrad, W. K., Nicholls, I. A., & Wall, V. J., 1988: Water-saturated and undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: Evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, and other occurrences. *J. Petrology, 29, 4, 765–803.*

Ďuďa, R., Černý, P., Kaličiak, M., Tözsér, J., Ulrych, J., & Veselovský, F., 1981: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov. *Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, Alfa, 2, 98.*

Green, T. H., 1992: Experimental phase equilibrium studies of garnet-

-bearing I-type volcanic and high-level intrusives from Northland, New Zealand. *Transactions of the Royal Society of Edinburg, Earth Sci., 83, 429–438.*

Holland, T., & Blundy, J., 1994: Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry *Contr. Mineral. Petrology, 116, 433–447*

Kaličiak, M., & Repčok, I., 1987: Rekonštrukcia časového vývoja vulkánov v severnej časti Slanských vrchov. *Mineralia Slov., 13, 1–23.*

Kaličiak, M., Karoli, S., Molnár, J., & Žec, B., 1988: Pozícia a stavba neovulkanitov v terciérnych sedimentoch severne od Prešova. *Mineralia Slov., 5, 435–453.*

Kaličiak, M., & Pospíšil, L., 1990: Neogénny magmatizmus transkarpatskej depresie, geologické a geofyzikálne zhodnotenie. *Mineralia Slov., 6, 481–489.*

Kaličiak, M., Bañacký, V., Jacko, S., Janočko, J., Karoli, S., Molnár, J., Petro, L., Priechodská, Z., Syčev, V., Škvarka, L., Vozár, J., Zlinská, A., & Žec, B., 1991 Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny 1 50 000. *Bratislava, GÚDŠ, 231*

Kaličiak, M., & Žec, B., 1995: Review of Neogene volcanism of Eastern Slovakia. *Acta Vulcanologica Special Issue Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region, 7 (2), Pisa–Roma, 87–96.*

Kaličiak, M., Bañacký, V., Bodnár, J., Dubéciová, A., Jacko, S., Jetel, J., Janočko, J., Karoli, S., Petro, L., Spišák, Z., Syčev, V., Zlinská, A., & Žec, B., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slanských vrchov a Košickej kotliny – južná časť v mierke 1 50 000. *GÚDŠ, Bratislava, 206.*

Košuth, M., 1999: Xenolity v neovulkanitoch Slanských vrchov [Dokt. dizertačná práca.] *Manuskript – archív FBERG TU Košice, 171*

Kováč, M., Kováč, P., Marko, F., Karoli, S., & Janočko, J., 1995: The East Slovakian Basin: A complex back-arc basin. *Tectonophysics, 252, 453–466.*

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W D., Gilbert, M. C., Grice, J D., Haxthorne, F C., Kato, A., Kisch, H J., Krivovichev, V G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J C., Smith, D. C., Stephenson, N. C N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., & Youzhi, G., 1997: Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Amer Mineralogist, 82, 1019–1037*

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., & Zanettin, B., 1986: A chemical classification of volcanic rocks based on the total alcali-silica diagram. *J. Petrology, 27 745–750.*

Lexa, J., & Konečný, V., 1998: Geodynamic aspects of the Neogene to Quaternary volcanism. *In M Rakús (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians, GÚDŠ Bratislava, 219–240.*

Lexa, J., & Kaličiak, M. 2000: Geotectonic aspects of the Neogene volcanism in Eastern Slovakia. *Mineralia Slov., 3, 205–210.*

Lindsley, D. H., 1983 Pyroxene thermometry *Amer Mineralogist, 68, 477–493.*

Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Balogh, Kad., Seghedi, I., Konečný, V., Kovács, M., Márton, E., Kaličiak, M., Széky-Fux, V., Póka, T., Gyarmati, P., Edelstein, O., Rosu, E., & Žec, B., 1995: Space and time distribution of Neogene–Quaternary volcanism in the Carpatho–Pannonian region. *Acta Vulcanologica Special Issue Neogene and related magmatism in the Carpatho–Pannonian Region, Vol. 7 (2), Pisa–Roma, 15–28.*

Slávik, J., Cmuntová, M., Horáková, M., & Volfová, J., 1960: Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie vrtu Čelovce. *Geol. Práce, Spr., 18, 71–89.*

Wood, B. J., & Banno, S., 1973: Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contr Mineral. Petrology, 42, 109–124.*

Žec, B., Kaličiak, M., Konečný, V. Lexa, J., Jacko, S. ml., Bañacký, V., Karoli, S., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, L., Spišák, Z., Bodnár, J., Jetel, J., Boorová, D., & Zlinská, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov, M 1 50 000. *ŠGÚDŠ Bratislava, 254.*

Study of controversial K/Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of the Pliocene alkali basalt of Hegyestű, Balaton Highland, Hungary: A progress report

KADOSA BALOGH[1], TETSUMARU ITAYA[2], KÁROLY NÉMETH[3]*, ULRIKE MARTIN[4], JAN WIJBRANS[5] and N. XUAN THANH[6]

[1]Inst. of Nucl. Res. HAS, 4026 Debrecen, Bem t 18/c, Hungary; balogh@namafia.atomki.hu
[2]Okayama Univ. Sci., Res. Inst. of Nat. Sci., 1-1 Ridai-cho, Okayama, 700-0005, Japan; itaya@rins.ous.ac.jp
[3]Geol. Inst. of Hungary, 1143 Budapest, Stefánia út 14; nemeth_karoly@hotmail.com
[4]Inst. Geologie, Würzburg University, Pleicherwall 1, Würzburg, 97070, Germany; ceboruco@web.de
[5]Vrije Universitat, Department of Isotope Geochemistry, de-Bolelaan, Amsterdam, Netherland
[6]Graduate School of Science, Okayama Univ. Sci., 1-1 Ridai-cho, Okayama, 700-0005, Japan
*Dept. Soil and Earth Sciences, INR-CS, Massey University, PO Box 11 222, Palmerston North, New Zealand

(Received 9. 5. 2005)

Key words: age determination, basanite, plug, Ar loss, correction, EMP, XRD

Introduction

Hegyestű is a 336 m high and about 200 m diameter landmark in the Kál Basin formed by a vertically columnar jointed basanite plug. This would imply that the preserved basanite outcrop is related to a lava body that represents horizontally emplaced melt. However, the irregularities of the jointing pattern (e. g. inclining columns) in the marginal zone of the preserved basanite rocks indicate that the basanite is not a part of an extensive lava sheet, but, as it would be expected in a volcanic conduit/crater zone, it is a remnant of a lava lake of complex cooling history (Martin and Németh, 2004). The first K/Ar ages on whole rock samples and magnetic fractions of Hegyestű were published in 1986 by Balogh et al. The ages ranged from 6.23 Ma to 7.91 Ma, the least magnetic fraction of the rock resulted 10.2 ± 0.4 Ma, indicating the presence of excess Ar. An isochron age of 5.97 ± 0.41 Ma has been calculated and accepted. In 2003 Wijbrans et al. performed 14 $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating on 14 basalts from the Balaton Highland. The agreement of $^{40}Ar/^{39}Ar$ and K/Ar ages was mostly acceptable, but for Hegyestű the $^{40}Ar/^{39}Ar$ plateau and isochron ages were definitely older (8.0–7.7 Ma). Previous chemical analyses for Hegyestű indicated ~2 % K content and ~3.5 Ca/K ratio. In contrast, $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating has shown 13.3 for the Ca/K ratio implying a much lower K content. The aim of this paper is to discover the reasons of conflicting ages and to find the way to obtain a reliable age.

Results and discussion

A detailed study has started with a newly collected sample. The basalt was crushed to 0.12–0.063 mm, treated with diluted acetic acid and fractions of different magnetic susceptibility and density were prepared according to the method described by Balogh et al. (1994). The results are presented in Tab. 1. In contrast to previous dating, ages ranged from 4.33 Ma to 5.41 Ma, but 4 ages, measured after reduced baking of the Ar extraction line (at 150 °C, instead of the usual 250 °C) ranged from 7.60 Ma to 7.94 Ma. Clearly, the basanite contained a phase of very poor Ar retentivity. The whole rock sample and fraction D_2M_1 were dated also in the K/Ar laboratory of the Research Institute of Natural Sciences, Okayama (Tab. 1). Here the rock was pretreated with diluted HCl (1 : 4). This treatment reduced the K content of the rock from 2.10 % and

Tab. 1
New K/Ar ages on the basanite plug of Hegyestű

Sample	Dated mineral	K %	^{40}Ar (rad) 10^{-5} cc STP/g	^{40}Ar (rad) %	Age ± 1 σ Ma
6204A	W.r.[a]	2.102	4.418	36.2	5.40 ± 0.26
	W.r.[a*]	2.102	6.340	69.4	7.74 ± 0.30
	W.r.[b H]	0.778	2.307	57.8	7.63 ± 0.24
6204A	D_1M_1[a]	3.128	5.269	43.0	4.33 ± 0.20
6204A	D_1M_2[a]	2.823	5.944	68.2	5.41 ± 0.21
6204A	D_2M_1[a]	2.083	4.029	66.6	4.97 ± 0.20
	D_2M_1[b H]	0.704	2.112	67.6	7.63 ± 0.24
6204A	D_2M_2[a]	2.084	3.684	12.9	4.59 ± 0.50
	D_2M_2[a*]	2.084	6.168	55.8	7.60 ± 0.31
6204A	D_2M_3[a]	2.129	3.656	6.1	4.41 ± 1.0
6204A	D_3M_2[a]	1.143	1.963	44.8	4.41 ± 0.20
6204A	D_3M_3[a]	1.707	5.102	61.5	7.67 ± 0.31
6204B	W.r.[a]	1.941	3.944	36.6	5.22 ± 0.25
	W.r.[a*]	1.941	6.007	23.3	7.94 ± 0.52
6204C	< 1 μm[a]	2.580	5.926	11.5	5.90 ± 0.72
	< 1 μm[a*]	2.580	8.582	9.0	8.53 ± 1.30

a – Debrecen, b – Okayama, * – baked at 150 °C, H – HCl treatment, $D_1 < 2.969$ g/cm^3 < $D_2 < 3.07$ g/cm^3 < D_3, M_1 – magnetic fractions

Tab. 2
Data for invers mixing line of excess and atmospheric Ar (arbitrary unit)

Sample	^{40}Ar	^{39}Ar	^{36}Ar	$^{36}Ar/^{40}Ar$	$^{39}Ar/^{40}Ar$
A Ar(atm)	30 000	0	100	0.00333	0.00000
B: rock phase with Ar(ex)	10 000	500	0	0.00000	0.05000
M_1: 0.9B+0.1A	12 000	450	10	0.00083	0.03750
M_2: 0.8B+0.2A	14 000	400	20	0.00143	0.02857
M_3: 0.7B+0.3A	16 000	350	30	0.00188	0.02188
M_4: 0.5B+0.5A	20 000	250	50	0.00250	0.01250

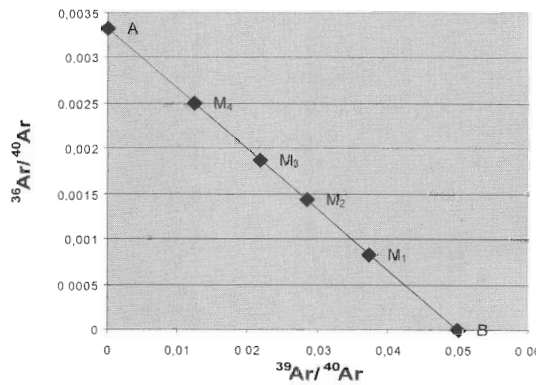


Fig. 1. Invers mixing line with data from table 2.

2.085 % to 0.778 % and 0.705 %, and the ages became similar to the ones measured at the Debrecen laboratory after reduced baking (Tab. 1) and also to the $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages. The reduction of K concentration can be explained by assuming that HCl treatment dissolved the minerals responsible for the too young ages measured in the Debrecen laboratory. A test on 6 rock samples has shown that in average about 50 %, (max. 63.5 %) of K has been removed by the HCl treatment.

XRD analysis performed in the Geol. Ins. of Hungary detected pyroxene (augite), plagioclase (albite), illite, olivine (forsterite) and few leucite, nepheline and amphibole in the basanite. After HCl treatment illite, plagioclase and pyroxene remained. Dissolution of leucite and nepheline caused the decrease of K concentration, but it was not proved that these 2 minerals are responsible for all K loss. It is thought that very fine-grained illite maybe also dissolved during the HCl treatment, thus this process might be also responsible for the loss of K. This assumed effect could not be studied up to now: in contrast to the XRD analysis EMP investigations at the Okayama laboratory using 3 μm electron beam did not detect illite.

Concentration of illite has been attempted by sedimentation. The < 1 μm fraction was separated and dated after the usual and reduced baking (Tab. 1). The results confirmed the Ar loss at the usual baking temperature and the increased K content of the < 1 μm fraction (2.58 %) indicated that high K minerals were enriched a bit in the fine-grained material. The acceptable agreement of $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages and K/Ar ages on HCl treated and moderately baked rocks and fractions shows, that $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages can not be caused by the HF treatment applied by Wijbrans et al. Namely, HF dissolves volcanic glass very fast: e. g. 1 minute treatment is sufficient to develop fission tracks in it (Lal et al., 1968). The etched fission tracks increase the surface of the minerals and, due to the recoil loss of some ^{39}Ar, theoretically this might have caused too old $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages.

However, the $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating performed on one phase of the rock and 2 datings performed in the Okayama laboratory do not prove that there is no excess Ar in the rock. A short analysis of $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages shows that inverse isochron and plateau ages can result erroneous age data e. g. when excess Ar is concentrated in one phase of the rock (Tab. 2 and Fig. 1) and also when there is a linear relationship between the K and excess Ar contents of the rock and rock fractions (Tab. 3 and Fig. 2), as it has been demonstrated by Balogh et al. (1994) for the K/Ar isochron ages. The method suggested by Balogh et al. (1994) for the discovery of this error, namely the correlation of atmospheric Ar and K concentrations, can not be applied for $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages, since radiogenic ^{40}Ar and ^{39}Ar produced by neutron activation are not necessarily released from the same site. However, these results allow to design the best way for obtaining the most reliable K/Ar ages and encourage us to study the special petrological and mineralogical character of the basanite of the Hegyestű plug.

Conclusions

The great K loss during HCl treatment may serve as a first test of the petrological character and suitability for dating of basaltic rocks.

Tab. 3
Linear relation between Ar(ex) and K
$^{40}Ar(atm) = 3000$, ^{36}Ar 10, K: 0.5 %, 1 %, 1.5 %, 2.0 %

Sample	^{40}Ar	^{39}Ar	^{36}Ar	$^{36}Ar/^{40}Ar$	$^{39}Ar/^{40}Ar$
1	3500	500	10	0.00286	0.143
2	4000	1000	10	0.00250	0.250
3	4500	1500	10	0.00222	0.333
4	5000	2000	10	0.00200	0.400

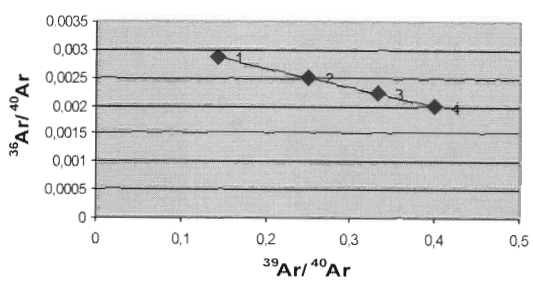


Fig. 2. Invers "errorchron" $^{40}Ar(ex) = 1000xK$.

In order to obtain the most reliable ages the phases of low Ar retentivity have to be removed before dating, but the test of K and excess Ar correlation can not be avoided. This implies that minerals and/or fraction with different K contents must be produced from the HCl treated rock, and the suitable minerals or fractions should be selected for high accuracy $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating.

This suggested process is too complicated for routine use, but it appears indispensable highly reliable and precise age data, e. g. for the calibration of magnetostratigraphic time scale, are needed.

This work has been supported by the Hungarian Fund OTKA Nos. T043344 and M041434 to K. Balogh and OTKA No. F043346 and Magyary Z. Post-doctoral Grant to K. Németh.

References

Balogh, K., Árva-Sós, E., Pécskay, Z., & Ravasz-Baranyai, L., 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary *Acta mineral. petrogr. (Szeged), 28, 75–94.*

Balogh, K., Vass, D., & Ravasz-Baranyai, L., 1994: K/Ar ages in the case of correlated K and excess Ar concentrations: A case study for the alkaline-olivine basalt of Somoška, Slovak – Hungarian frontier *Geol. Carpath., 45, 97–102.*

Lal, D., Muralli, A. V., Rajan, R. S., Tammane, A. S., Lorin, J. C., & Pellas, P., 1968: Techniques for the proper revelation and viewing of etch-tracks in meteoritic and terrestrial minerals. *Earth planet Sci. Lett., 5, 111–119.*

Martin, U., & Németh, K., 2004: Mio/Pliocene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin. *Geologica hung., Ser geol., palaeont., 26, 191*

Wijbrans, J., Németh, K., Martin, U., & Balogh, K. $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of a Mio/Pliocene phreatomagmatic volcanic field in the western Pannonian Basin, Hungary In preparation.

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 301–303

Vzťah vrstvovitosti, puklín a strižných pásov v južnej časti magurského príkrovu (oblasť Novej Kelče a Košarovíec)

ĽUBOMÍR GAZDAČKO a JÁN KOBULSKÝ

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika

(Doručené 26. 5. 2005)

Relation of bedding, jointing and shear bands in southern part of the Magura nappe (Nová Kelča and Košarovce areas)

The E–W trending bedding is penetrated by conjugated joint systems of NW–SE and NE–SW directions. The joint systems demonstrate the dextral, resp. sinistral strike-slip shearing. The shear bands, resp. R-shears with steep angle to bedding are usually without slickensides. Owing to folding, the joint systems apparently acquired the normal or reverse fault character. They are the result of compression with the SIGMA1 orientation in direction NNW–SSE.

Key words: Nízke Beskydy Mts., Magura Unit, bedding, joint systems, shear bands

Členenie magurského príkrovu na tri čiastkové jednotky (račiansku, bystrickú a krynickú) je doložené opakovaním sa litostratigrafických sekvencií v rámci každej z nich (Matějka et al., 1964). V študovanej oblasti (Nová Kelča – Ďapalovce – Košarovce) sme sledovali vzájomné vzťahy medzi vrstvovitosťou, puklinovými systémami a strižnými pásmi. Štúdium bolo súčasťou geologického mapovania regiónu Nízkych Beskýd (Žec et al., 2005).

Krehké vrásové štruktúry sú sprevádzané konjugovanými puklinovými systémami so striáciami na plochách. Systém je orientovaný pod veľkým uhlom na vrstvovitosť a na niektorých miestach možno v kalcitovej výplni pozorovať striácie. Dextrálny pohyb je na sz.-jv. a sinistrálny na sv.-jz. systéme (neplatí to stále, lebo aj systém vrstvových plôch vykazuje vychyľovanie, čiže v istej časti územia sa aj puklinové systémy s pravostranným zmyslom pohybu dostávajú do ľavostranného pohybu, teda rotujú aj ony).

Puklinový systém často kopíruje hlavné, miestami aj bočné doliny. Postupnosť ich vzniku sa zisťuje ťažko a hovoriť o vzájomných posunoch medzi puklinami alebo zlomami nie je relevantné, ba často je nemožné.

Smer vrstvovitosti v opisovanej oblasti je prevažne V–Z (obr. 1). Miestami sú identifikovateľné náhle zmeny smeru na SZ–JV alebo SV–JZ. Ohyb vrstiev nie je penetratívny v celom území, ale iba v úseku niekoľko sto metrov. Zmeny sa prejavujú ako kompresné konjugované zalomené (ohybové) pásy *(kink bands)*, pričom smer ich zalomených ramien je sprevádzaný systémom konjugovaných puklinových systémov. Smerom na Z sa vrstvovitosť mierne stáča do smeru ZSZ–VJV a tendenciu stáčať sa má aj puklinový systém, čo môže súvisieť so zmenou smeru strižnej zóny zo smeru V–Z do smeru SZ–JV (časť štruktúrnych meraní je prevzatých z dokumentačných bodov a rýh Križániho, 1977).

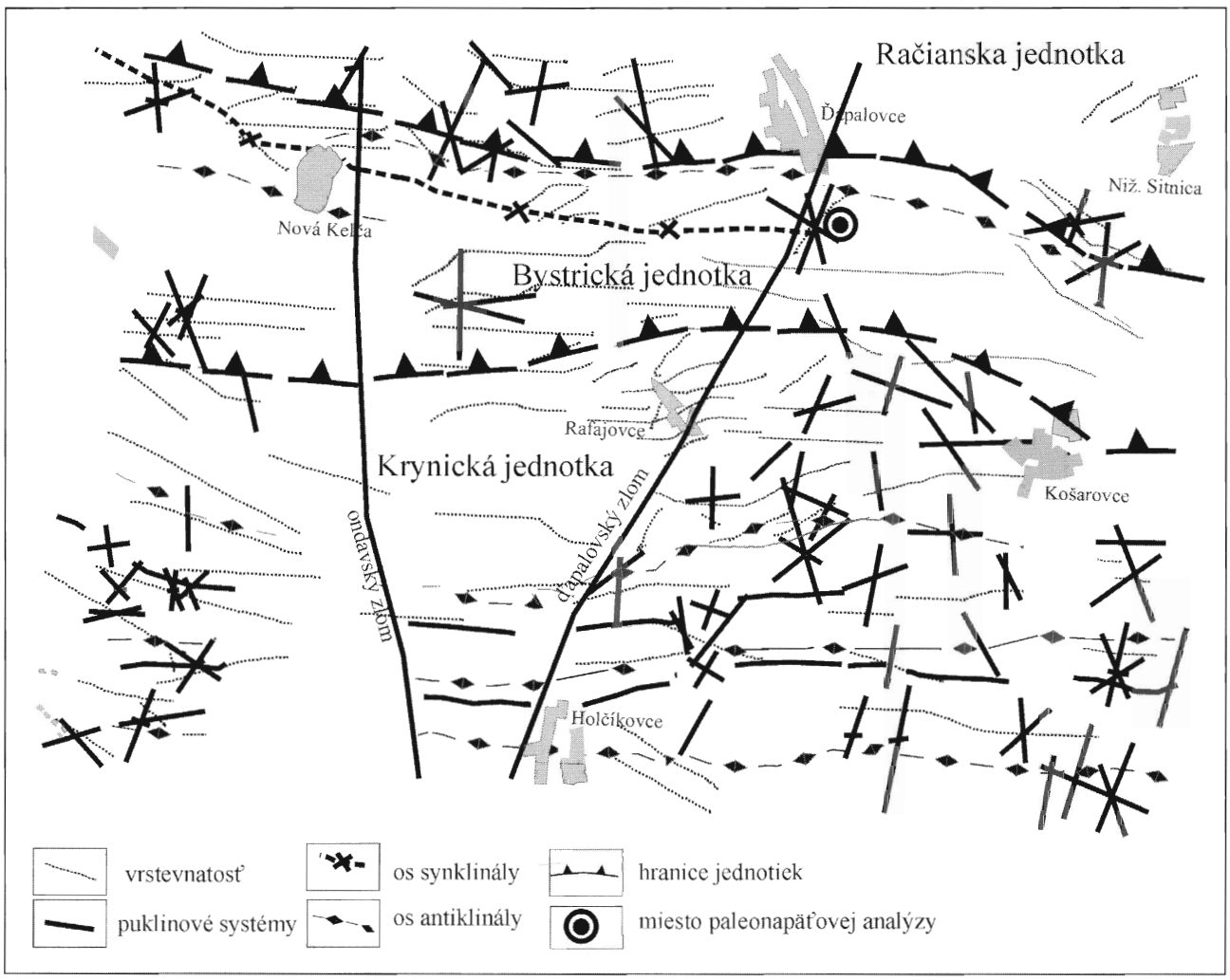
Na Z od Košarovíec sa vyvinuli strižné pásy smeru V–Z so sklonom do 60–80° na vrstvovitosť. Keďže sú generálne rovnobežné s vrásovou osou, pravdepodobne vznikli v tom istom režime ako vrásy. Priebeh a smer osí *b* sme zhotovili konštrukčne na základe zmeny sklonu ramien vrás. Podobne ako vrstvy v obrátenej pozícii majú R strihy strmší sklon ako samotná vrstvovitosť. To svedčí skôr v prospech interpretácie, že vznikli násunmi a prešmykmi a v konečnom štádiu dezorientáciou v dôsledku vrásnenia do systému izoklinálnych vrás. Antitetické Riedelove strihy sa nezistili.

Puklinové systémy a zlomy

Obr. 1 ilustruje vzťahy medzi vrstvovitosťou a priebehom puklinových zón. Kým v južnej časti (oblasť Dobrá – Lukačovce – Koškovce) má vrstvovitosť predovšetkým smer V–Z, v centrálnej časti (Pakostov – Hrubov – Závada, ako aj v oblasti Veľkých Bukovcov – Šemetkoviec, už mimo opisovaného územia) SZ–JV, na S od krivoľanskej resp. gribovskej línie tiež prevláda smer SSZ–JJV.

Puklinové systémy majú sklon na obidve strany a blízko strmo vztýčených plôch vrstvovitosti možno na nich pozorovať striácie najmä v subhorizontálnej pozícii. Je pravdepodobné, že vznikali ako výsledok kompresie smeru SSZ–JJV (pozri diagram paleonapätia, obr. 2).

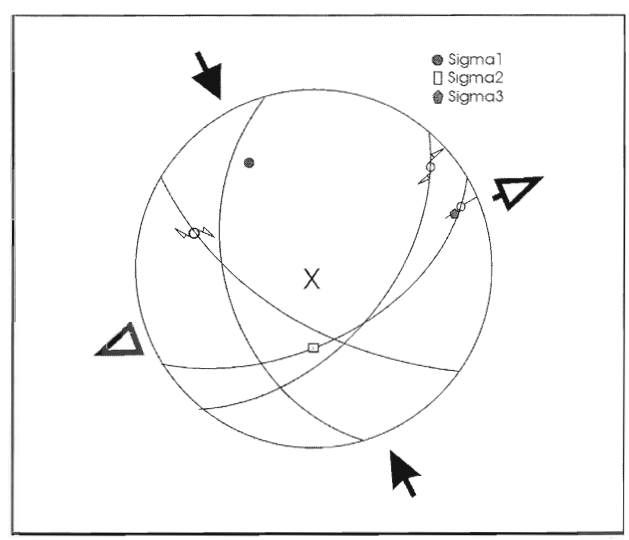
Všetky zrkadlá vznikli pri jednej tektonickej udalosti v paleonapäťovom poli (Angelier, 1984) so subhorizontálnou pozíciou osi 1 = 330/30 maximálnej kompresie. Táto orientácia súhlasí so všeobecne akceptovateľným poznatkom o tektonickom vývoji vonkajšieho flyšového pásma.



Obr. 1. Vzájomná priestorová orientácia vrstvovitosti a konjugovaných puklinových systémov
Fig. 1. Space orientation of bedding and conjugated joint systems.

Zlomy vskutku kopírujú puklinové systémy a oddeliť ich od seba niekedy nemožno. Pretože často prebiehajú hlavnými korytami väčších riek a dolín, s nimi súvisiace odkryvy sú pomerne vzácne. Za najdôležitejší pokladáme ondavský, ďapalovský a zbojniansky zlom.

Najviac R strihov resp. strižných pásov (určenie závisí od uhla sklonu voči vrstvovitosti) je orientovaných paralelne s priebehom vrstvovitosti a koniec koncov aj s priebehom osí *b* vrás, čo potvrdzuje fakt, že vznikajú súčasne so skracovaním a presúvaním vrstiev. Potvrdzujú to merania vo vrstvách strihovského pieskovca v oblasti Košaroviec, kde sa namerali súklonne aj protiklonne voči meranej vrstvovitosti smeru V–Z. V niektorých oblastiach sú strižné pásy resp. konjugovaný systém R strihov orientovaný pod väčším sklonom ako sama vrstvovitosť v tom istom sklone. Podobne pri vrstvách v obrátenej pozícii možno pozorovať R strihy v strmšom sklone, ako má vrstvovitosť. To by skôr podporovalo interpretáciu R strihov pri násunoch a prešmykoch a v konečnom štádiu ich dezorientáciu ako dôsledok vzniku



Obr. 2. Paleonapäťové pole z lomu v Ďapalovciach.
Fig. 2. Paleostress field in the open pit at Ďapalovce village.

izoklinálnych vrás. K podobným záverom dospel aj Marko et al. (2000) v tzv. pasierbieckych pieskovcoch račianskej jednotky z lomu na Javorí. Vznikali teda ako konjugovaný systém antitetických a syntetických R strihov v tektonicky namáhanejších oblastiach alebo blízko násunov.

Kinematickú povahu tektonických zrkadiel sme zisťovali makroskopickou analýzou štruktúr vyvinutých na ich povrchu. Vyskytujú sa tam predovšetkým minerálne akrečné stupne kalcitového zloženia tvoriace výplň puklín. Pukliny väčšinou vyplnili fíbre orientované kolmo na stenu pukliny. Ohýbané resp. dorastajúce fíbre sme nezistili.

Okrem párového systému opisovaných R strihov sme našli aj ďalší párový systém, ktorý bol kolmý na vrstvy a sklonený na V alebo Z. Boli to poklesy, posúvajúce vrstvové plochy. V mnohých prípadoch sa identifikovali na strmo sklonenej vrstvovitosti a v opačnej pozícii, preto nie je vylúčené, že pri priemete do normálnej subhorizontálnej pozície tvorili konjugovaný systém, ale smernostrižného charakteru, čiže boli smernými posunmi (podobne ich hodnotí aj Marko et al., 2000). V týchto prípadoch sme odchýlku v smere hlavného napätia nezistili. Ak by sa tak stalo, právom by sa dalo uvažovať o jeho rotácii.

Aj pri tejto lokalite možno konštatovať, že smer hlavnej kompresnej zložky korešponduje s predchádzajúcim, iba mierne rotuje v smere pohybu hodinových ručičiek. Prevládala subhorizontálna zložka maximálnej kompresie a výsledkom je strižnotranspresný charakter posunu.

Diskusia

1. Za najstarší pokladáme smer vrstvovitosti V–Z, ktorý dominuje predovšetkým v študovanom území. Kompresia smeru SSZ–JJV spôsobila paralelné skracovanie vrstiev a vznik antitetických a syntetických R strihov orientovaných pod väčším uhlom, ako má vrstvovitosť. Vrstvy sú spravidla bez kalcitovej výplne a striácií.

2. Konjugovaný párový systém puklín sa tvoril v tom istom kinematickom režime, čo potvrdzuje aj paleonapäťová analýza. Pukliny majú charakter strižných posunov so striáciami, subhorizontálnu orientáciu s dextrálnym resp. sinistrálnym zmyslom a sú sledovateľné na celom území. Systém sa po vyvrásnení miestami stal poklesovo-násunovým.

3. Zmena orientácie vrstvovitosti zo smeru V–Z do smeru SSZ–JJV je výsledkom postupného skracovania sedimentačného priestoru a zmeny kompresného režimu na transpresný.

4. Transpresný režim vytvoril vejárovú štruktúru s osovou časťou v račianskej jednotke a so spätnonásunovou tektonikou v južných častiach územia (hranica bradlového pásma a krynickej, ako aj bystrickej a račianskej jednotky).

Práca bola financovaná z úlohy 13 01 Nízke Beskydy – stredná časť (mierka 1 : 50 000). Jej zadávateľom bolo MŽP SR a vykonávateľom ŠGÚDŠ.

Literatúra

Angelier, J., 1984: Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. geophys. Res., 89, 37, 5835–5848.*

Križáni, I., 1977: ZS Vranov – Kelča – VP, Hg rudy. *Manuskript – archív SGÚ, GP SNV 135.*

Marko, F., et al., 2000: Strižné deformácie v pasierbieckych pieskovcoch račianskej jednotky. *Mineralia Slov. 1, 29–34.*

Matějka, A., ed., et al., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 20 000, list Zborov – Košice. ÚÚG

Žec, B., Gazdačko, Ľ., Kováčik, M., Kobulský, J., Bóna, J., Pristaš, J., Žecová, K., Zlinská, A., Derco, J., Siráňová, Z., Vaněková, H., & Buček, S., 2005: Geologická mapa regiónu Nízke Beskydy-stredná časť, 1 : 25 000 (listy: 28-143, 28-321, 28-323, 28-324, 28-341, 28-342, 28-343, 28-344, 28-433). *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 304–306

Sedimentácia glaukonitových a kýčerských pieskovcov zlínskeho súvrstvia v západnej časti magurského bazéna (Javorníky, Kysuce)

FRANTIŠEK TEŤÁK

Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
fero@tetak.sk

Sedimentation of glauconitic and Kýčera Sandstones of Zlín Formation in the western part of the Magura Basin (Javorníky Mts., Kysuce region)

The Zlín Formation is divided according to the various sandstones types on Vsetín, Kýčera and Babiše Beds. Two main sandstone litotypes are distinguished by the author: glauconitic and Kýčera Sandstone. Within the glauconitic sandstones the "sugar" type of sandstone with glauconite are excluded. Glauconitic and Kýčera sandstones framed side by side coexisting fans in Middle to Upper Eocene. Babiše Beds formed transitional development of Zlín Formation in the middle part of Rača Unit, representing area of shifting glauconitic and Kýčera sandstones fans.

Key words: Magura Basin, Rača Unit, Kýčera Sandstone, glauconitic sandstones, Paleogene, paleogeography, sedimentology

Úvod

Zlínske súvrstvie je najmladším členom západnej časti račianskej jednotky a má strednorytmický flyšový charakter sedimentácie. Všeobecne je pomer pieskovca k ílovcu približne rovnaký, aj keď v niekoľkometrových až niekoľkodesiatmetrových polohách môže prevládať pieskovec alebo ílovec. Podľa zastúpenia pieskovcových typov a celkovej povahy súvrstvia sa vyčlenili vsetínske a kýčerské vrstvy (v zmysle Pesla, 1968) a na ich styku ako ich prechodný vývoj babišské vrstvy (Teťák in Mello et al., 2005; obr. 1). V zlínskom súvrství sa rozlišujú dva základné litotypy pieskovca – glaukonitový a kýčerský (Pesl, 1968). Glaukonitový pieskovec môže byť jednak *vysokoglaukonitový* a jednak *„cukrový" s glaukonitom* (kremitý pieskovec cukrového vzhľadu s nízkym až stredným obsahom glaukonitu).

Babišské vrstvy

Babišské vrstvy boli pomenované podľa samoty Babiše (časť Kolárovíc; Teťák et al., 2004; Mello et al., 2005) a predtým sa označovali ako zmiešaná fácia alebo zmiešané vrstvy. Je pre ne typické striedanie kýčerského a glaukonitového typu pieskovca, a to vrstva za vrstvou alebo aj hrubších súborov jedného typu pieskovca. Miestami sa podľa prevládajúceho typu pieskovca dajú rozdeliť na polohy glaukonitového a kýčerského pieskovca. Prvé možno porovnávať so vsetínskymi a druhé s kýčerskými vrstvami. Polohy kýčerského pieskovca tvoria dva výrazné súbory po 60 až 200 m v najnižšej a najvyššej časti zlínskeho súvrstvia. Zrejme vznikli v období najväčšieho severného presahu sedimentačného vejára kýčerských pieskovcov. V prostrednej časti súvrstvia sú vrstvy kýčerského pieskovca zastúpené slabšie, a to na úkor glaukonitového. Pomer pieskovca k ílovcu je pri vložkách vysokoglaukonitového pieskovca vyrovnaný (miestami môže mierne prevládať ílovec), pri kýčerskom a „cukrovom" pieskovci s glaukonitom výrazne prevláda pieskovec nad ílovcom. Babišské vrstvy sú hrubé 500 až 700 m a zodpovedá im vývoj zlínskeho súvrstvia v luhačovickom antiklinálnom pásme a v pásme Čertových kameňov. Ich vek je stredný až mladší eocén.

Sedimentácia kýčerského a glaukonitového typu pieskovca

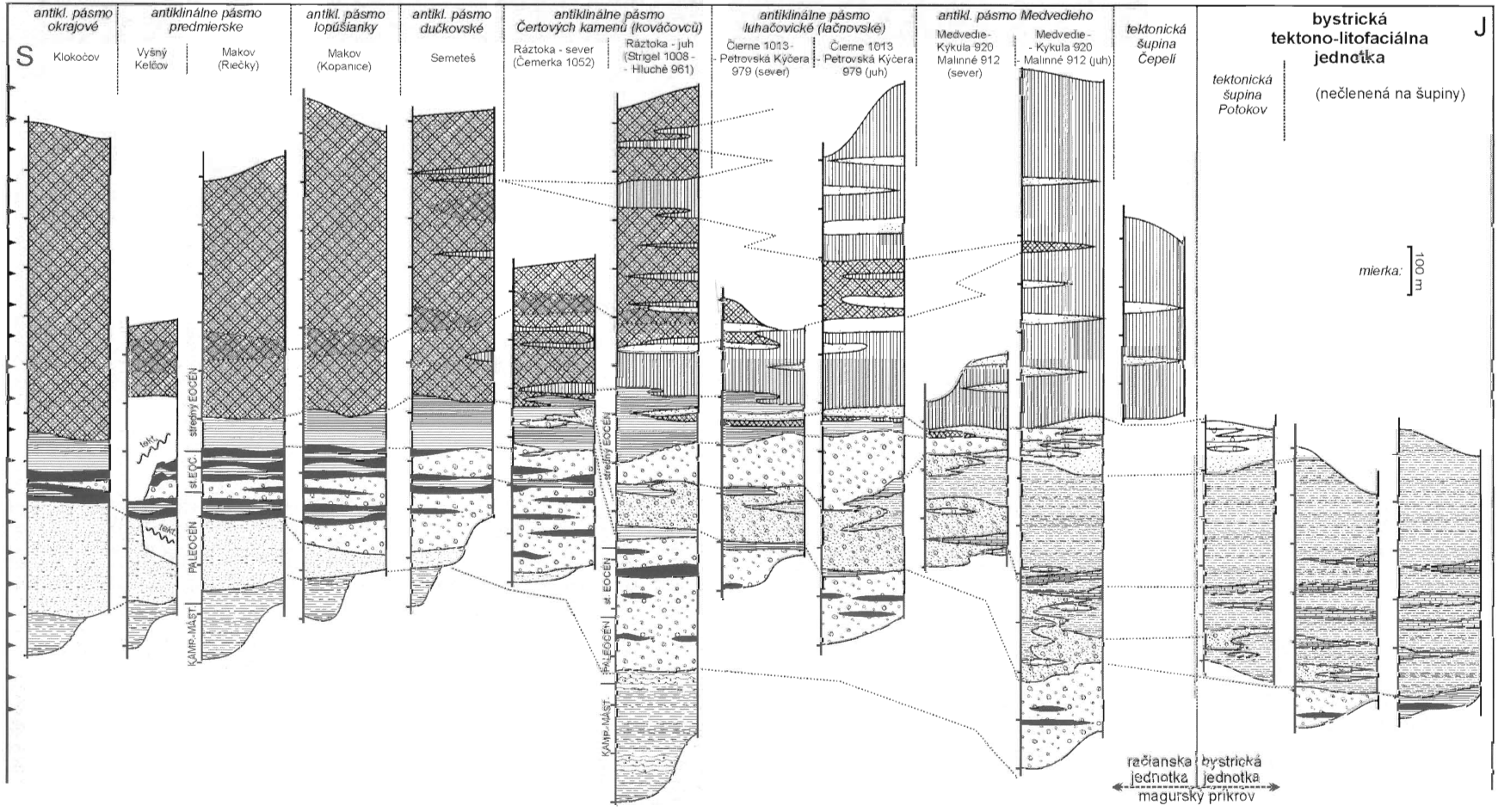
Zdroj prínosu materiálu do bazéna sa zo západného na sv. zmenil v strednom eocéne, keď ešte kratší čas fungovali obidva zdroje súčasne (pasierbsky aj riečanský typ pieskovca). Materiál všetkých typov glaukonitového (vsetínske vrstvy, pasierbsky a „cukrový" typ pieskovca) a kýčerského (magurského) pieskovca sa distribuoval v pozdĺžnom smere bazéna od SV (obr. 2). Napriek tomu, že materiál litotypu *glaukonitového pieskovca* pochádza zo severného okraja magurského bazéna (sliezska kordiléra) a *kýčerského* pravdepodobne z J, je paleoprúdový systém obidvoch litotypov v študovanej oblasti Javorníkov a Kysúc veľmi podobný (zo SV na JZ). Tento systém sa vytvoril v strednom eocéne po sedimentácii spodných belovežských vrstiev pravdepodobne vytlačením sedimentačného vejára bystrických vrstiev magurskými pieskovcovými polohami ďalej na S. Kýčerský a glaukonitový distribučný systém (vejáre) existovali v strednom a mladšom eocéne súčasne vedľa seba a vzájomne sa zatláčali a prstovito prestupovali, čo dobre vidno v prostrednej časti račianskej

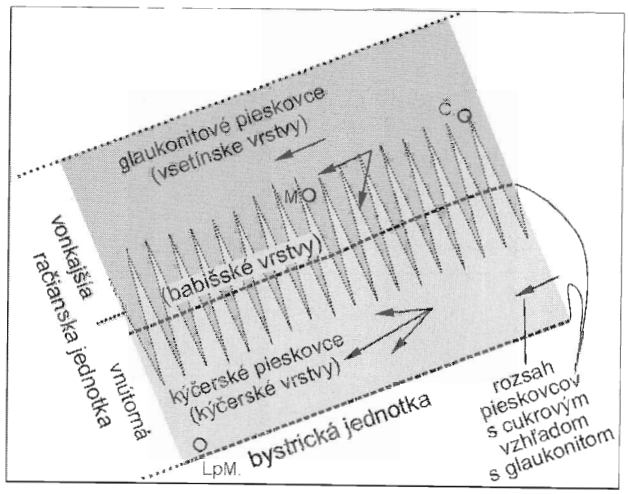
a b c solánske súvr.: a/ pieskovcovo-ílovcová litofáca, b/ litofáca biotitických pieskovcov, c/ ílovcovo-pieskovcová litofácia (solánsky typ pieskovcov)

a b c d belovežské súvr.: a/ litofácia červených ílovcov, b/ riečanský typ pieskovcov, c/ belovežská litofácia (tenkovrstvený flyš), d/ litofácia glaukonitových pieskovcov (aj bystrický typ ílovcov)

a b a/ spodné luhačovické vrstvy: pasierbiecky typ pieskovcov, b/ vrchné luhačovické vrstvy: riečanský typ pieskovcov a b zlínske súvr.- bystrické vrstvy:a/ bystrická litofácia, b/ litofácia lackých slieňovcov

a b c d **zlínske súvr.: a/ vysokoglaukonitový typ pieskovcov + ílovce, b/ prevaha glauk. pieskovcov nad ílovcami, c/ kremité pieskovce s cukrovým vzhľadom a glaukonitom, d/ kýčerský typ pieskovcov**





Obr. 2. Rozšírenie glaukonitového kýčerského a „cukrového" pieskovca s glaukonitom zlínskeho súvrstvia v oblasti Javorníkov a Kysúc (stredný – mladší eocén. Č – Čadca, M – Makov, LpM – Lysá pod Makytou.

Fig. 2. Spread of glauconitic Kýčera and "sugar" sandstone with glauconite of the Zlín Formation in the area of Javorníky Mts. and Kysuce region (middle-younger Eocene; Č – Čadca, M – Makov, LpM – Lysá pod Makytou.

jednotky (luhačovické antiklinálne pásmo a pásmo Čertových kameňov), kde zmiešaná fácia glaukonitového a kýčerského pieskovca vytvára babišské vrstvy. Kaňon alebo viac kaňonov produkujúcich glaukonitový typ pieskovca vyústilo niekde v oblasti na S až SZ od Oravy, kde sú paleoprúdové smery vrstiev osieleckého pieskovca (hrubozrnný typ glaukonitového pieskovca) orientované kolmo na okraj magurského bazéna (Cieszkowski, Schnabel a Waśkowska-Oliwa, 1999; Pivko, 2000).

Menej rozšírený je *„cukrový" typ pieskovca s glaukonitom.* Jeho najstarší výskyt je vo vrchných luhačovických vrstvách v najjužnejšej račianskej a v najsevernejšej bystrickej tektonickej šupine. Neskôr v južnej časti račianskej jednotky vytváral tenkú polohu v belovežských vrstvách a tenšie izolované polohy v zlínskom súvrství. Sú to občasné sedimentačné laloky (hrubé najviac 40 m) v depresii medzi glaukonitovým a kýčerským vejárom. Prúdové stopy ukazujú smer zo SV.

V prípade glaukonitového a kýčerského sedimentačného systému možno vzhľadom na ich veľký rozsah pripustiť aj viac bodových zdrojov dodávajúcich materiál. Zdroj väčšej časti kýčerského pieskovca mal piesčitý, ale glaukonitového (vsetínskych vrstiev) skôr bahnitopiesčitý charakter. Tvar a rozloženie hlbokomorských depozičných systémov kýčerského a glaukonitového pieskovca výrazne ovplyvňuje zatláčanie susedným vejárom (kontakt glaukonitového a kýčerského vejára), ako aj topografia dna bazéna.

Poďakovanie Ďakujem vedúcemu mojej dizertácie na získanie PhD. Dr. Michalovi Potfajovi za užitočnú diskusiu, hodnotné pripomienky, ale najmä za uvedenie do problematiky flyšového pásma.

Literatúra

Cieszkowski, M., Schnabel, W., & Waśkowska-Oliwa, A., 1999: Development and stratigraphy of the Paleocene–Early Oligocene thick – bedded turbidites in the north–western zone of the Magura nappe, Outer Carpathians, Poland. *Geol. Carpath., 50, 20–21*

Mello, J., et al. (v tlači): Vysvetlivky ku geologickej mape Stredné Považie 1 : 50 000. *ŠGÚDŠ Bratislava.*

Pesl, V., 1968: Litofacie paleogénu v magurské jednotce vnějších flyšových karpat na území ČSSR a PLR. *Sbor. geol. Věd, Západ. Karpaty, 9, 71–118.*

Pivko, D., 2000: Geologická stavba a vývoj územia okolia Pilska na severnej Orave. [Dizertačná práca.] *Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava, 131*

Teťák, F., Potfaj, M., & Buček, Š., 2004: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Dlhé Pole 25-422 a Kysucké Nové Mesto 26-311 Čiastková záverečná správa. *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 25.*

◀**Obr. 1.** Litofaciálne schémy tektonických šupín magurskej skupiny príkrovov (račianska a bystrická tektonickolitofaciálna jednotka) oblasti Javorníkov a Kysúc. Solánske súvrstvie: a – pieskovcovo-ílovcová litofácia, b – litofácia biotitického pieskovca, c – ílovcovopieskovcová litofácia (solánsky typ pieskovca). Belovežské súvrstvie: a – litofácia červeného ílovca, b – riečanský typ pieskovca, c – belovežská litofácia (tenkovrstvový flyš), d – litofácia glaukonitového pieskovca (aj bystrický typ ílovca). a – spodné luhačovické vrstvy: pasierbsky typ pieskovca, b – vrchné luhačovické vrstvy: riečanský typ pieskovca, zlínske súvrstvie: a – vysokoglaukonitový typ pieskovca + ílovec, b – prevaha glaukonitového pieskovca nad ílovcom, c – „cukrový" typ pieskovca s glaukonitom, d – kýčerský typ pieskovca.

Fig. 1. Lithofacial schemes of tectonic slices of Magura group of nappes (Rača and Bystrica tectonic-lithofacial units) in the area of Javorníky Mts. and Kysuce region. Soláň Formation: a – sandstone-claystone lithofacies, b – lithofacies of biotite sandstone, c – claystone-sandstone lithofacies (Soláň sandstone type). Beloveža Formation: a – lithofacies of red claystone, b – Riečany sandstone type, c – Beloveža lithofacies (thinbedded flysch), d – lithofacies of glauconitic sandstone (also Bystrica claystone type). a – lower Luhačovice Beds: Pasierby sandstone type, b – upper Luhačovice Beds: Riečany sandstone type; Zlín Formation: a – higly-glauconite type of sandstone + claystone, b – prevalence of glauconite sandstone above claystone, c – "sugar" type of sandstone with glauconite, d – Kýčera sandstone type.

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 307–309

Calcareous nannofossil of the youngest deposits from the Magura nappe tectonic windows (Outer Western Carpathians, Poland)

MARTA OSZCZYPKO-CLOWES

Jagiellonian University, Institute of Geological Sciences, Oleandry 2a, 30-063 Cracow, Poland
u3d09@geos.ing.uj.edu.pl

(Received 19. 4. 2005)

Abstract

Between the Skawa river in the west, and the Polish/Slovak frontier in the east eleven Magura nappe tectonic windows are situated. This study aims to recognize the position and age of the Menilite-Krosno succession from the Magura tectonic windows, which belong to the Fore-Magura Group (FMG) of units. These units are composed predominantly of Late Eocene-Oligocene deposits. The data obtained through nannofossil analyses led to the conclusion that the youngest deposits described from the Magura tectonic windows belong to nanno-zones NP24 and NP25 (Cergowa Beds).

Key words: tectonic windows, Oligocene, Dukla, Grybów and Magura units, Western Carpathians

Introduction

In the Polish sector of the Magura nappe eleven tectonic windows have been recognized (Fig. 1, see also Książkiewicz, 1977). The majority of these windows is situated between the Skawa river in the west, and the Polish/Slovak frontier in the east. To the west of this river Sikora and Żytko (1959) discovered a small tectonic window in Sopotnia Mała, whereas in Eastern Slovakia, since the 1890s, a Smilno tectonic window has been known (Uhlig, 1888; Nemčok et al., 2000). These windows belong to the Fore-Magura Group of units (FMGU), and occupy the intermediate position between the Silesian and the Magura nappes. In the tectonic windows the Obidowa Unit occurs, being regarded as the western prolongation of the Dukla Unit (Cieszkowski et al., 1985) and the Grybów Unit (Świdziński, 1963), known also as the Klęczany-Pisarzowa Unit (Kozikowski, 1953, 1956a, b). The aim of this calcareous nannoplankton studies was to recognize the age of the youngest deposits in the following tectonic windows of the Magura nappe: Szczawa, Klęczany – Pisarzowa, Ropa, Grybów and Świątkowa Mała (Fig. 1).

Geological setting

All samples used for the nannofossil analyses were collected during the author's field work. In the studied sections the following beds have been sampled:

Szczawa tectonic window – Grybów Beds with hornstones and Cergowa Beds;

Grybów tectonic window – Grybów Beds with hornstones and Cergowa Beds;

Ropa tectonic window – Sub-Grybów Beds with thin intercalation of shales and sandstones, Grybów Beds with intercalation of the Menilite shales and sandstones, shaley facies of Cergowa Beds with intercalation of Jasło limestone at the top of the sequence;

Świątkowa Wielka tectonic window – Grybów Beds, marls and thick-bedded sandstones of Cergowa Beds;

Methods

Over 100 samples were prepared using the standard smear slide technique for light microscope (LM) observations. The investigation was carried out under LM at a magnification of 1000x. The relative abundance of samples is usually low. The scarcity of index species makes the age determination very difficult. However, in some cases the assemblages were rich enough, enabling zonal assignment. For the purpose of this work the standard zonation of Martini (1971) was used. In the case where index species have not been observed, it was necessary to use the secondary index species of the following authors: Müller (1970), Perch-Nielsen (1985), Martini and Müller (1986).

Results

Sub-Grybów Beds. In the Ropa tectonic window, Sub-Grybów Beds belong to NP21. The zone assignment is based on a continuous range of *Ericsonia formosa* and the lack of *Discoaster saipanensis* and *Discoaster barbadiensis*. Furthermore, the assemblages of this zone are characterized by the more frequent occurrence of *Isthmolithus recurvus* than in that of NP19-20. According to

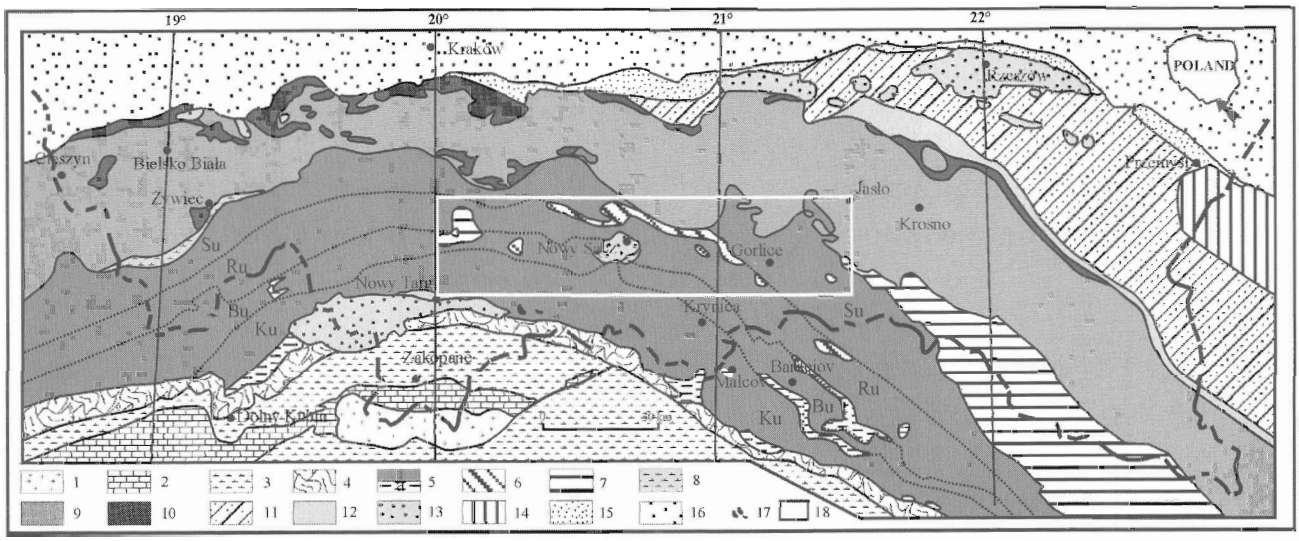


Fig. 1. Tectonic map of the Northern Carpathians (compiled by Oszczypko-Clowes, 2001). 1 – crystalline core of the Tatra Mts., 2 – High Tatra and sub-Tatra units, 3 – Podhale flysch, 4 – Pieniny Klippen Belt, 5 – Magura nappe, 5a – Malcov Formation, 6 – Grybów Unit, 7 – Dukla Unit, 8 – Fore-Magura Unit, 9 – Silesian Unit, 10 – Sub-Silesian Unit, 11 – Skole Unit, 12 – Lower Miocene, 13 – Miocene deposits upon the Carpathian, 14 – Stebnik (Sambir) Unit, 15 – Zgłobice Unit, 16 – Miocene of the Carpathian Foredeep, 17 – andesite, 18 – studied area: Su – Siary, Ru – Rača, Bu – Bystrica and Ku – Krynica subunits.

many authors (Monenechi, 1986; Perch-Nielsen et al., in Pomerol and Premoli-Silva, 1986; Backman, 1987; Nocchi et al., 1988b; Krhovský et al., 1992) such an abundance increase of *Isthmolithus recurvus* is a characteristic biostratigraphic event at or just below the Eocene/Oligocene boundary.

Grybów Beds. In the studied sections (Szczawa, Ropa and Świątkowa) the nannofossil association described from the Grybów Beds is characteristic enough to be able to determine the following zones: NP22, NP23 and NP24 (see Oszczypko-Clowes and Oszczypko, 2004).

The zone NP22 was established on a continuous range of *Reticulofenestra umbilica* following the disappearance of *Ericsonia formosa*. In the Paratethys region there is a lack of index species for the NP23 zone, allowing only establishing the equivalent of this zone. The zone assignment is due to the abundant occurrence of *Reticulofenestra ornata*, and *Reticulofenestra lockerii*, following the disappearance of *Reticulofenestra umbilica* (see Müller, 1970; Nagymarosy and Voronina, 1992). The zone assignment of NP24 is based on the FO of *Cyclicargolithus abisectus*. In addition, *Sphenolithus dissimilis* and *Helicosphaera recta* were also observed. The FO of these species is characteristic for zone NP24 (see Perch-Nielsen, 1985).

Cergowa Beds. These beds, described from Szczawa and Swiątkowa sections belong to NP24 zone, whereas in Grybów section, both NP24 and NP25 zones were established (see Oszczypko-Clowes and Oszczypko, 2004). The zone assignment is based on the first occurrence of *Sphenolithus capricornutus* and *Sphenolithus conicus* followed by a continuous range of *Cyclicargolithus abisectus, Zygrablithus bijugatus, Dictyococcites bisectus*. The latter is an index species for the upper limit of NP25 (Berggren et al., 1995; Fornaciari and Rio, 1996). The (FO) of *Sphenolithus conicus* has been traditionally used as the base of NN1 zone. However, Bizon and Müller (1979), Biolzi et al. (1981) and Melinte (1995) have observed the FO of these species as low as in the upper part of zone NP25.

Conclusions

1. The youngest deposits so far described from of the Grybów Unit belongs to Late Oligocene Cergowa Beds and represent NP25 zone.

2. The same age deposits are also known from the northern part of the Magura nappe, Dukla Unit as well as from the southernmost part of the Silesian Unit (see Oszczypko-Clowes, 2001; Oszczypko-Clowes and Oszczypko, 2004).

3. Taking into account a fact that in the surrounding parts of the Magura and Silesian units the Early Miocene flysch deposits have been documented, it is possible to suggest the Late Oligocene age of the Magura nappe overthrust upon the Fore-Magura Group of units.

References

Backman, J., 1986: Late Paleocene to Middle Eocene calcareous nannofossil biochronology from the Shatsky Rise, Walvis Ridge and Italy. *In* N. J. Shackleton (ed.), *Boundaries and events in the Paleogene. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), 57, 43–59.*

Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C., & Aubry, M. P., 1995: A revized Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *In* W. Berggren, D. Kent, M. Aubry & J. Hardenbol (eds), *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 54, 129–212*

Biolzi, M., Müller, C., & Palmieri, G., 1981: Calcareous nannoplankton. *In: R. Gelati & F. Steininger (eds.): In search of the Paleogene–Neogene boundary stratotype, part II. Rev. Ital. paleontol. stratigr., 89, 4, 460–471.*

Bizon, G., & Müller, C., 1979: Remarks on the Oligocene/Miocene boundary based on the results obtained from the Pacific and the Indian Ocean. *Ann. géol. Pays hellén. Laboratoire de Geologie de l'Université Athènes, 1, 101–111.*

Cieszkowski, M., Ślączka, A., & Wdowiarz, S., 1985: New data on structure of the Flysch Carpathians. *Przegl. geol., 6, 313–333.*

Fornaciari, E., & Rio, D., 1996: Latest Oligocene to early Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology, 42, 1–37.*

Kozikowski, H., 1953: Budowa geologiczna okolic Klęczan-Pisarzowej. *Biul. Inst. geol., 85, 1–81.*

Kozikowski, H., 1956: Jednostka Ropy – Pisarzowej, nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych. *Biul. Inst. geol., 110, 47–81.*

Krhovský, J., Adamová, J., Hladíková, J., & Maslowská, H., 1992. Paleoenvironmental changes across the Eocene/Oligocene boundary in the Ždánice and Pouzdřany units (Western Carpathians, Czechoslovakia): The long-term trend and orbitally forced changes in calcareous nannofossil assemblages. *In: B. Hamrsmid & J. Young (eds.): Nannoplankton research. Proceedings of Fourth INA Conference, Prague, 1991. Knih. Zem. Plyn. Nafta (Hodonín), 2, 105–187.*

Książkiewicz, M., 1977: The tectonics of the Carpathians. *In: W. Pożryski (ed.): Geology of Poland – Tectonics (v. IV). Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 476–669.*

Martini, E., 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Pls. 1–4. *In: A. Farinacci (ed.): Proceedings of 2nd Planktonic Conference, Roma 1970, Edizioni Tecnoscienza, Roma, 2, 739–785.*

Martini, E., & Müller, C., 1986: Current Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton stratigraphy and correlations. *Newsletter on Stratigraphy, 16, 2, 99–112.*

Melinte, M., 1995: Changes in nannofossil assemblages during the Oligocene–Lower Miocene interval in the Eastern Carpathians and Transylvania. Abstracts 10th RCMNS, Bucharest 1995. *Roman. J. Stratigraphy, 76, suppl., 7, 171–172.*

Monenechi, S., 1986: Calcareous nannofossils events around the Eocene-Oligocene boundary in the Umbrian Apennines (Italy). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), 57, 61–69.*

Müller, C., 1970: Nannoplanktonen-Zonen der Unteren Meeresmolasse Bayerns. *Geologica bavar., 63, 107–118.*

Nagymarosy, A., & Voronina, A., 1992. Calcareous nannoplankton from the Lower Maykopian Beds (Early Oligocene, Union of Independent States). *In: B. Hamrsmid & J. Young (eds.): Nannoplankton research. Proceedings of Fourth INA Conference, Prague, 1991. Knih. Zem. Plyn. Nafta (Hodonín), 2, 187–221.*

Nemčok, M., Nemčok, J., Wojtaszek, M., Ludhova, L., Klecker, R. A., Sercombe, W. J., Coward, M. P., & Keith, J. F. Jr., 2000: Results of 2D balancing along 20° and 21°30' longitude and pseudo-3D in the Smilno tectonic window: Implications for shortening mechanism of the West Carpathian accretionary wedge. *Geol. Carpath., 51, 5, 281–300.*

Nocchi, M., Parisi, G., Monaco, P., Monechi, S., & Madile, M., 1988b: Eocene and Early Oligocene micropaleontology and paleoenvironments in SE Umbria, Italy. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), 67, 181–244.*

Oszczypko-Clowes, M., 2001: The nannofossil biostratigraphy of the youngest deposits of the Magura nappe (East of the Skawa river, Polish Flysch Carpathians) and their paleoenvironmental conditions. *Ann. Soc. geol. pol., 71, 139–188.*

Oszczypko-Clowes, M., & Oszczypko, N., 2004: The position and age of the youngest deposits in the Mszana Dolna and Szczawa tectonic windows (Magura nappe, Western Carpathians, Poland). *Acta geol. pol., 54, 3, 339–367.*

Perch-Nielsen, K., 1985: Cenozoic calcareous nannofossils. *In: H. Bolli, J. S. Saunders & K. Perch-Nielsen (eds): Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press, 11, 427–554.*

Perch-Nielsen, K., 1986: Calcareous nannofossil events at the Eocene-Oligocene boundary. *In: Ch. Pomerol & I. Premoli-Silva (eds.): Terminal Eocene events. Elsevier (Amsterdam), 275–287.*

Sikora, W., & Żytko, K., 1959: Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. *Biul. Inst. geol., 141, 61–204.*

Świdziński, H., 1963: Les couches de Grybów et leur importance pour la tectonique des Karpates. Resume des communications. *Congr. Geol. Assoc. Karp.-Balk. 6. Warszawa-Kraków, 191–193.*

Uhlig, V., 1888: Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. Teil I. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 38, 85–264.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 310–314

Sedimentologický charakter spodnej časti paleogénu račianskej jednotky magurského príkrovu pri Mrázovciach (vonkajšie flyšové pásmo, východné Slovensko)

MARTIN KOVÁČIK a JÁN BÓNA

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika
kovacik@gssr-ke.sk

(Doručené 26. 5. 2005)

Sedimentological character of lower part of Rača Unit Paleogene of Magura nappe at Mrázovce (Outer Flysch Belt, Eastern Slovakia)

The upward-fining and thinning bed succession was interpreted in more than 220 m long profile from Paleocene sandstone-conglomerate horizon to Lower Eocene Beloveža Formation of Rača Unit of Magura Basin. In the lower part of profile the coarse-grained facies of concentrated density flows of sandstone-conglomerate horizon are deposited in deep-marine channels. Towards the top the turbidites gradually prevail above concentrated density flows, being deposited in transitional zones between channels and overbanks or directly in overbanks. The Paleocene sandstone-conglomerate horizon belongs to oldest turbidite complex of Magura Basin. The upper part of profile is represented by Beloveža Formation, built by facies of distal low-density turbidites and hemipelagites. The beds of variegated claystone of Beloveža Formation represent the condensed horizon being deposited probably beneath the carbonate compensation depth. The paleoflow direction is prevailingly from NW to SE.

Key words: deep-water facies, Paleogene, Rača Unit, Magura Basin, Outer Western Carpathians

Úvod

Sedimentárne sukcesie vonkajšieho flyšového pásma na východnom Slovensku iba zriedka poskytujú dostatočne dlhé profily na detailný sedimentologický a stratigrafický výskum viacerých litostratigrafických jednotiek v neprerušenom slede. Pri geologickom mapovaní regiónu Nízkych Beskýd (Žec et al., 2005) sme v zárezе potoka na JZ od Mrázoviec (asi 10 km na J od Stropkova, obr. 1) študovali relatívne veľmi dobre odkrytý vyše 220 m hrubý sled vrstiev naprieč dvoma litostratigrafickými horizontmi račianskej jednotky magurského pásma – vrstvami bazálneho pieskovca so zlepencami a mladším belovežským súvrstvím. Profil sa študoval metódou *vrstva po vrstve* a graficky zobrazil ako log (obr. 2, obr. 3).

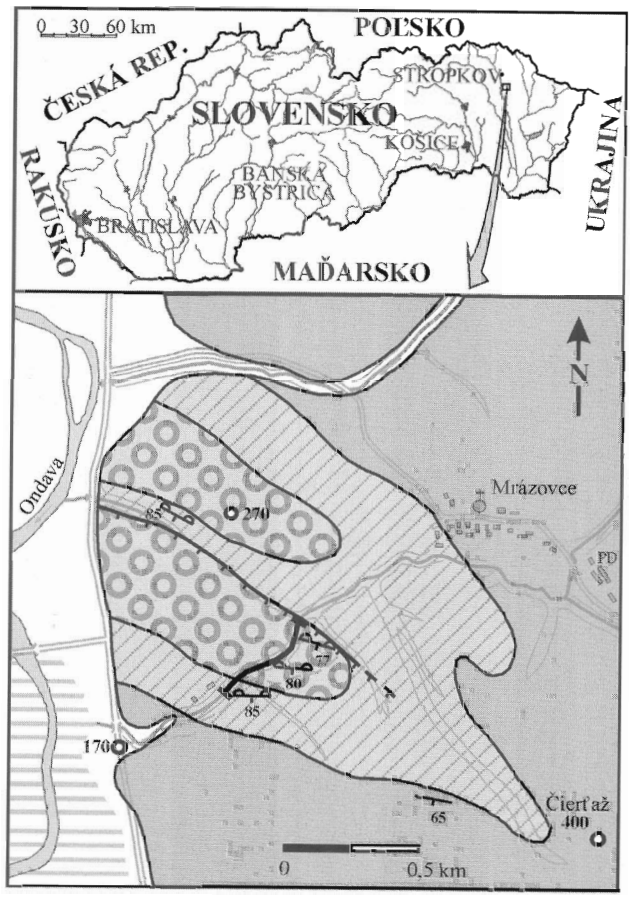
Cieľom príspevku je opis sedimentárnych fácií, interpretácia depozičných procesov a prostredia na základe sedimentárnych textúr, štruktúr, geometrie a hrúbky vrstiev, ako aj ich zmien v profile vo vertikálnom smere.

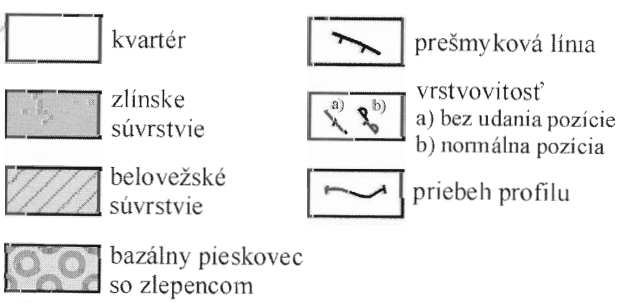
Geologická stavba

Vrstvy bazálneho pieskovca so zlepencom a belovežské súvrstvie pri Mrázovciach tvoria najvýchodnejší výbežok antiklinálneho pásma Muchovej hory a v račianskej jednotke ich zistil a potom v smere Muchova hora – Čierťaž (388 m n. m.) definoval Pesl (1958). Antiklinálne pásmo Muchovej hory sa vynára z turianskeho a miňovského synklinálneho pásma a na V od Ondavy (blízko kóty Čierťaž) sa brachyantiklinálne uzatvára v úzkom výbežku belovežských vrstiev ponárajúcich sa pod zlínske súvrstvie spomínaných synklinálnych pásiem (obr. 1).

Horizont vrstiev bazálneho pieskovca so zlepencovými polohami má v spodnej časti profilu pieskovcovo-zlepencový vývoj (log Mrázovce, 0–172 m; obr. 2, obr. 3), kým vo vrchnej (172–198 m, obr. 3) k pieskovcovo-zlepencovým fáciám pribúdajú tenké polohy ílovca a siltovca. Bazálny horizont je paleocénneho veku (Matějka et al., 1964), stratigraficky a sčasti aj litologicky zodpovedá solánskemu súvrstviu račianskej jednotky, známemu z Moravy a zo severného Slovenska (Pesl, 1968).

V nadloží vrstiev bazálneho paleocénneho pieskovca a zlepenca sa vyvinulo belovežské súvrstvie (198–226 m, obr. 2) spodnoeocénneho veku (Pesl, 1958). Vrstvový sled má drobnorytmický charakter s rýchlym striedaním tenkých vrstiev ílovca a jemnozrnného pieskovca, pričom ílovec nad pieskovcom mierne prevláda. Ílovec je oceľovosivej, zelenkastej aj sivohnedej farby. Nápadnou fáciou belovežského súvrstvia sú polohy červenohnedého ílovca, ktoré tvoria najvyššiu časť študovaného profilu (221–226 m).





Obr. 1. Lokalizácia študovaného územia a geologická mapa blízkeho okolia profilu – logu Mrázovce (Pesl, 1958, 1960, upravené).

Fig. 1. Location of studied area and geological map of close surrounding of the log Mrázovce (Pesl, 1958, 1960, modified).

Litofácie a ich sedimentologický charakter

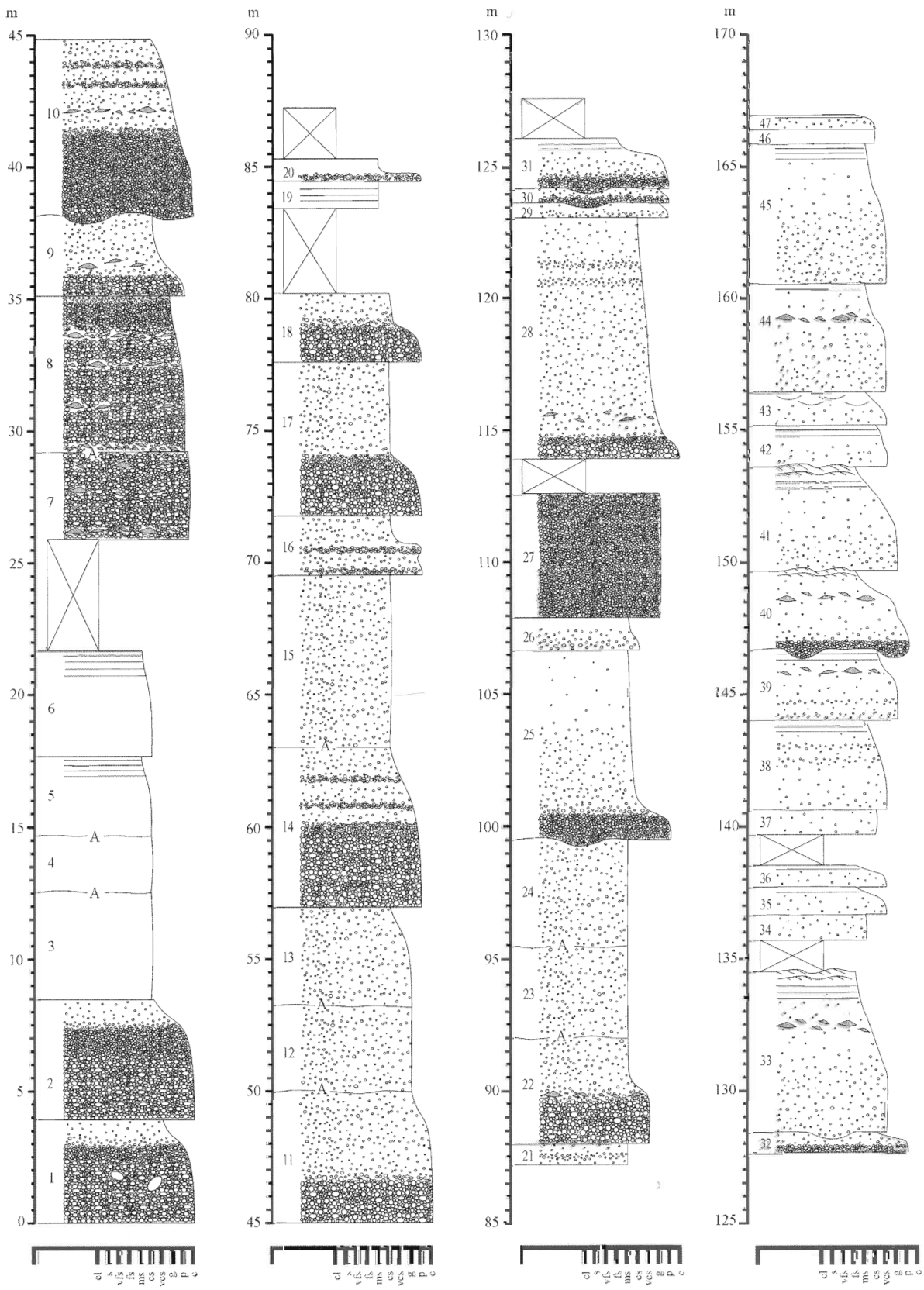
Bazálne pieskovce so zlepencami

Horizont vrstiev bazálneho pieskovca so zlepencom v jeho spodnej časti (0–172 m; obr. 2 a 3) tvorí len pieskovcová a zlepencová fácia. Vrstvy sú hrubé 0,5 až 9,2 m a ich kontakt je erózny, často amalgámovaný. V ich spodnej časti je zlepenec relatívne hrubozrnnejší (interval R_3, Lowe, 1982), gradujúci do masívneho granulového strednozrnného až veľmi hrubozrnného pieskovca (S_3 interval, Lowe, 1982), ktorý v niektorých prípadoch obsahuje polohy s trakčnými šlírovitými textúrami (interval S_2, Lowe, 1982). Obliaky jemnozrnného až hrubozrnného zlepenca na báze vrstiev sú veľké 0,5 až 5 cm, zriedka až do 30 cm. Materiálom je prevažne sivý až sivobiely žilný kremeň, v menšej miere biele, svetlosivé až svetlohnedasté karbonáty, vulkanické horniny, fylity a kremitý pieskovec. Vo vyšších častiach horizontu je zlepenec menšej zrnitosti (2 až 4 mm, granulový). Hrubozrnnejšie fácie zlepenca sa vyskytujú ako tenké polohy tvoriace základ niektorých vrstiev a na ich báze zvyčajne gradujú do masívneho alebo horizontálne až čerinovo laminovaného jemnozrnného až strednozrnného pieskovca (interval Ta, Tb a Tc, Bouma, 1962). Hrubé vrstvy granulového pieskovca sú často amalgámované, s hojnými intraklastmi zeleného ílovca. Granuly kremeňa (veľké 2–4 mm) sú vo vrstvách prítomné vo forme vtrúsenín alebo šlíru (Loweho interval S_2 a S_3). Hrubozrnná fácia spodnej časti bazálneho pieskovcovo-zlepencového horizontu vznikala depozíciou z gravitačných prúdov s vysokou koncentráciou častíc. Hlavným podporným mechanizmom častíc v prúde je medzizrnová interakcia, nie turbulencia (Mulder a Alexander, 2001), a preto upúšťame od názvu vysokokoncentrovaný turbiditný prúd (Lowe, 1982), ktorým sa táto fácia často označuje. Z turbulentnej suspenzie sedimentovala iba vrchná, jemnozrnnejšia časť vrstiev (Boumov interval Tb, Tc a sčasti aj Ta). Depozícia týchto fácií pravdepodobne prebiehala vo vysokoenergetickom prostredí podmorských kanálov.

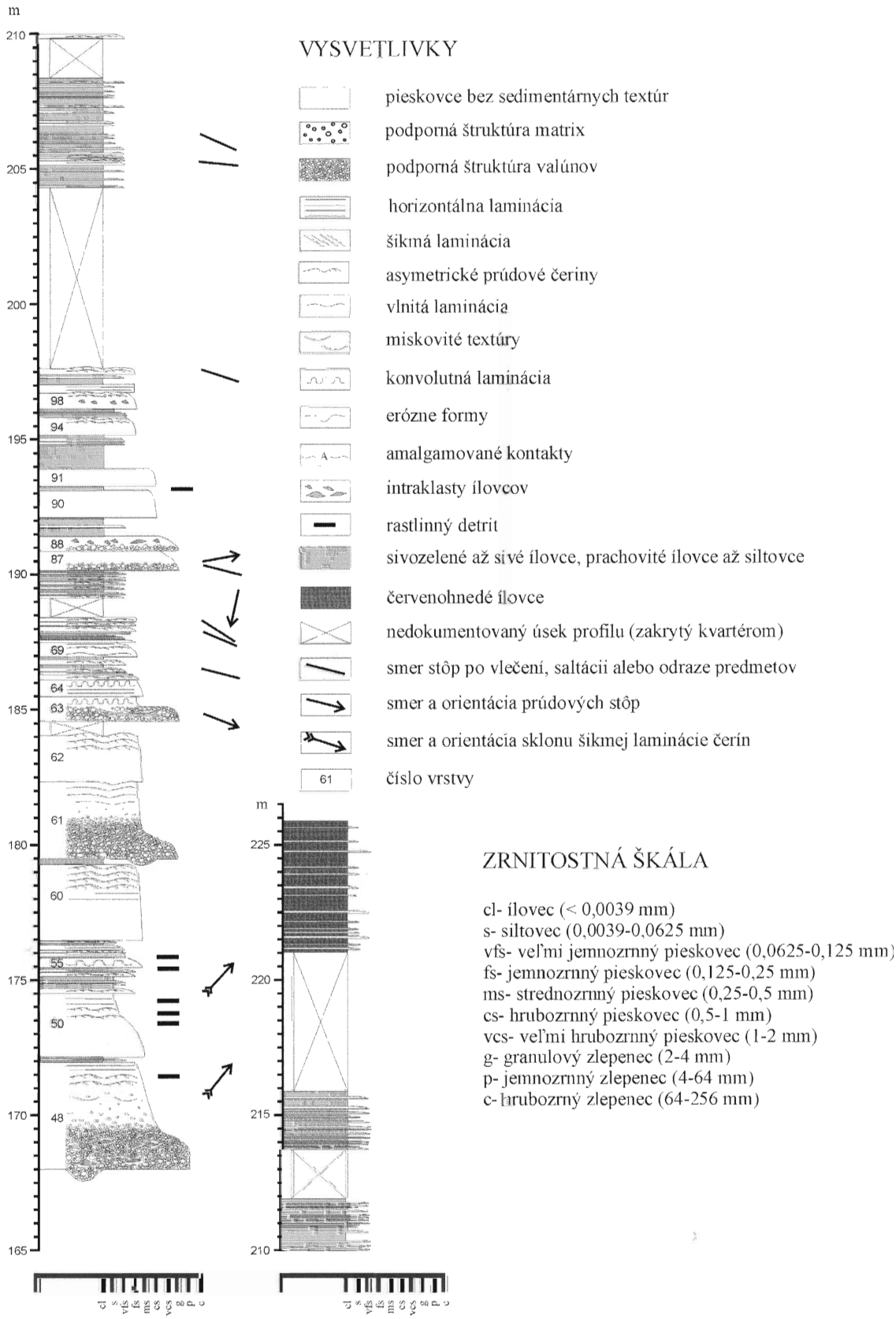
Vrchná časť zlepencovo-pieskovcového horizontu (172–198 m, obr. 3) sa od spodnej odlišuje a tvorí prechodnú polohu do drobnorytmického sledu nadložného belovežského súvrstvia. Zároveň s fáciami koncentrovaných gravitačných prúdov sa v tomto horizonte objavujú fácie turbiditov, ktoré početne postupne prevažujú, je to väčšinou jemnozrnný pieskovec s dobre zachovanými Boumovými intervalmi (prevažne Tb, Tc, Td a Te, v menšej miere Ta). Laminációu pieskovca často zvýrazňuje rastlinná sečka (obr. 3), ktorá miestami tvorí osobitné vrstvičky hrubé do 5 cm. Pieskovcové polohy sú zvyčajne hrubé 3 až 40 cm, ale sporadicky sa vyskytujú aj hrubšie polohy granulového zlepenca prechádzajúceho do pieskovcových vrstiev hrubých do 290 cm. Na báze vrstiev sú časté prúdové stopy a stopy po vlečení predmetov signalizujúce dominantný smer paleoprúdenia zo SZ na JV resp. zo Z na V (obr. 3). Fácie vrchnej časti zlepencovo-pieskovcového horizontu vznikali depozíciou z koncentrovaných gravitačných prúdov a turbiditných prúdov pravdepodobne v prechodných zónach z kanálov do agradačných valov alebo priamo v agradačných valoch pri postupnom slabnutí prínosu sedimentárneho materiálu do bazéna.

Belovežské súvrstvie

Pre belovežské súvrstvie je charakteristická prevaha alebo vyrovnaný pomer medzi sivozeleným a zeleným ílovcom na jednej a jemnozrnným pieskovcom na druhej strane (log Mrázovce, 204–216 m; obr. 3), ako aj polohy pestrého ílovca. Pomer pieskovca k ílovcu je 1 : 3. Vrstvy jemnozrnného až veľmi jemnozrnného pieskovca sú hrubé 1 až 12 cm, laterálne stále, s dobre zachovanou



Obr. 2. Spodná časť študovaného profilu – logu Mrázovce (0–168 m).
Fig. 2. Lower part of the log Mrázovce (0–168 m).



Obr. 3. Vrchná časť študovaného profilu – logu Mrázovce (168–226 m).
Fig. 3. Upper part of the log Mrázovce (168–226 m).

gradáciou a s Boumovým intervalom Tb, Tc a Td. Bázy pieskovcových vrstiev sú ostré, s hojnými bioglyfmi (*Paleodyction, Scolicia* a *Helminthopsis*). Prúdové stopy, stopy po vlečení a odraze predmetov nesených v turbiditných prúdoch poukazujú na sz.-jv. smer paleoprúdenia (obr. 3). Fácie vznikli depozíciou z riedkych turbiditných prúdov v distálnom prostredí bazénovej pláne.

Polohy pestrého ílovca (log Mrázovce, 222–226 m, obr. 3) v belovežskom súvrství sú z červenohnedého, zeleného a oceľovomodrastého plastického ílovca s prímesou piesčitého komponentu a svetlej sľudy. Majú nulový alebo veľmi nízky obsah Ca a hemipelagický charakter. Vznikali usadením zo suspenzie z nadložného vodného stĺpca pravdepodobne pod karbonátovou kompenzačnou hĺbkou (CCD). Polohy pestrého ílovca sa striedajú s polohami jemnozrnného pieskovca, ktoré majú rovnaký charakter ako pieskovcové vrstvy z nepestrej časti belovežského súvrstvia. Vznikli bočným prínosom jemnej piesčitej frakcie riedkymi turbiditnými prúdmi do prostredia pestrého ílovca. Polohy pestrého ílovca sú kondenzovaným horizontom a etapou vývoja magurského bazéna, v ktorej bola morská hladina v maxime.

Záver

Študovaný profil je nahor sa zjemňujúcou a stenčujúcou sedimentárnou sukcesiou klastík odrážajúcou postupné slabnutie prínosu sedimentárneho materiálu do bazéna. Smerom nahor sa mení zrnitosť, charakter fácie, hrúbka vrstiev, pomer ílovca k hrubým klastikám a tým sa mení aj sedimentárne prostredie, v ktorom študované fácie vznikli. V spodnej časti profilu prevládajú hrubozrnné fácie koncentrovaných gravitačných prúdov pieskovcovo-zlepencového horizontu ukladané v podmorských kanáloch a smerom do nadložia postupne získavajú prevahu turbidity prechodných zón medzi kanálmi a agradačnými valmi, ako aj turbidity samotných agradačných valov. Pieskovcovo-zlepencový horizont patrí do najstaršieho, kriedovo-paleocénneho turbiditového komplexu (sensu Mutti a Normark, 1987; Oszczypko, 1992) magurského bazéna. Komplex zhora ohraničujú jemnozrnné fácie belovežského súvrstvia vzniknuvšie v distálnom prostredí bazénovej pláne. Významnou fáciou v belovežskom súvrství je pestrý ílovec, ktorý predstavuje kondenzovaný horizont indikujúci prehĺbenie bazéna pod CCD a tým aj maximálny stav morskej hladiny v spodnom eocéne v rámci spodnej časti vývoja magurského bazéna. Paleoprúdy poukazujú na to, že pieskovcovo-zlepencový horizont, ako aj belovežské súvrstvie majú dominantný smer prúdenia SZ–JV.

Práca bola financovaná z projektu 13 01 Nízke Beskydy – stredná časť (mierka 1 : 50 000) zadaného MŽP SR pre ŠGÚDŠ.

Literatúra

Bouma, A. H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits. *Elsevier (Amsterdam), 168.*

Matějka, A., Buday, T., Březina, J., Cicha, I., Čechovič, V., Čtyroký, P., Dornič, J., Eliáš, M., Fusán, O., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Kuthan, M., Kvitkovič, J., Marschalko, R., Mazúr, E., Nemčok, J., Porubský, A., Pesl, V., Slávik, J., Straník, Z., Švagrovský, J., & Zorkovský, B., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M-34-XXII – M-34-XXVIII Zborov–Košice. *Bratislava, ÚÚG, 254.*

Mulder, T., & Alexander, J., 2001: The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology, 48, 2, 269–299.*

Mutti, E., & Normark, W. R., 1987: Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: Problems and concepts. *In: J. K. Legget & G. G. Zuffa (eds.), Marine clastic sedimentology. London, Graham and Trotman, 38.*

Lowe, D. R., 1982. Sediment gravity flows. II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. sed. Petrology, 52, 279–297*

Oszczypko, N., 1992: Late Cretaceous through Paleogene evolution of Magura Basin. *Geol. Carpath., 43, 333–338.*

Pesl, V., 1958: Předběžná správa o přehledném geologickém mapování mezi Topľou a Oľkou na východním Slovensku. ČND – Průzkum (Hodonín). *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 23.*

Pesl, V., 1960: Přehledné geologické zhodnocení magurské flyšové skupiny na východním Slovensku. ČND – VÚ (Brno). *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 338.*

Pesl, V., 1968: Litofacie paleogénu v magurské jednotce vnějších flyšových Karpat na území ČSSR a PLR. *Sbor. geol. Věd, Západ. Karpaty, 9, 71–117*

Žec, B., Gazdačko, L., Kováčik, M., Kobulský, J., Bóna, J., Pristaš, J., Žecová, K., Zlinská, A., Derco, J., Siráňová, Z., Vaněková, H. & Buček, S., 2005: Geologická mapa regiónu Nízke Beskydy-stredná časť, 1 : 25 000 (list 28-143, 28-321, 28-323, 28-324, 28-341, 28-342, 28-343, 28-344 a 28-433). *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 315–320

Biostratigrafia podtatranskej skupiny paleogénu severovýchodne od Humenských vrchov

STANISLAV BUČEK[1], JURAJ JANOČKO[2] a STANISLAV JACKO ml.[2]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
[2]Fakulta BERG, TU v Košiciach, Park Komenského 15, 043 84 Košice, Slovenská republika

(Doručené 11. 5. 2005)

Biostratigraphy of the Subtatran Group of Paleogene north-east of Humenské vrchy hills

From Humenné succession of the Humenské vrchy hills of Paleogene Subtatran Group the assemblages of large benthos foraminifers of Borové Formation (Chlmec and Jasenov localities) were biostratigraphically evaluated. They indicate the Middle Eocene and Lower Bartonian age of studied localities (SBZ 17). In the locality Oreské-Konopné (conglomerate and sandstone beds in Huty Formation) the assemblage of large foraminifers is present. Lower assemblage (Lower Bartonian) is redeposited from Borové Formation and upper assemblage can be allocated to younger Eocene (Lowermost Priabonian, SBZ 18).

Key words: Subtatran Group, Borové Formation, Huty Formation, large foraminifers, Middle Eocene, SBZ 17, Humenské vrchy hills

Úvod

Po zistení, že sa borovské súvrstvie v strednom eocéne usadzovalo aj na V od Tatier, a to až do oblasti Sabinova (Buček, 2001), a pre nedostatok biostratigrafických údajov o veku transgresie paleogénnych sedimentov Humenských vrchov sme sa ich pokúsili datovať na základe zistených spoločenstiev veľkých foraminifer. Odobrané vzorky (spolu 99) sú z humenského sledu borovského súvrstvia vnútrokarpatského paleogénu (v zmysle Potfaja a Jacka in Žec et al., 1997) z lokality Chlmec a Jasenov, ktoré sú na J a JV od Humenného.

Sedimenty vnútrokarpatského paleogénu sa v centrálnej časti hrastu Humenských vrchov nezachovali a pri sv. okraji transgresívne nasadajú na mezozoikum tohto pohoria. Na jv. okraji (Oreské a Brekov) je pôvodne transgresívny styk obidvoch sekvencií morfoštruktúrne superponovaný systémom strmých zlomov smeru SZ–JV a V–Z (l. c.). Jediný doteraz zistený druh *Alveolina* cf. *boscii* D'ORBIGNY z Jasenova (Marschalko, 1975) mal byť dôkazom o spodnoeocénnom až strednoeocénnom veku vrstiev transgresívneho zlepenca a brekcie.

Biostratigrafické vyhodnotenie veľkých foraminifer

Borovské súvrstvie (hrubé okolo 200 m) vystupuje na povrch medzi Jasenovom, Chlmcom a Kamenicou nad Cirochou na S od Humenských vrchov a tam transgresívne nasadá na ich mezozoikum.

V spodnej časti (lokalita Chlmec na JV od kóty Skalka; obr. 1, 2a – h) ho tvoria vrstvovité (30–75 cm hrubé) a zväčša gradačne zvrstvené polohy drobnozrnného až strednozrnného zlepenca a hrubozrnného piesčitého vápenca. Zlepenec tvorí obliaky (veľké 0,5–5 až 10–15, ojedinele až 20 cm), hlavne z vápenca a dolomitu, zriedka zo sliňovca a pieskovca/piesčitého vápenca mezozoika. Vzácne sú zrná kremeňa veľké do 0,2 mm. Tmel je sparitový. Vyššie sú polohy nevrstovitého strednozrnného zlepenca. Veľké foraminifery sa vyskytujú v piesčitom vápenci alebo v tmeli zlepenca.

Borovské súvrstvie podľa zisteného spoločenstva veľkých foraminifer – *Nummulites* cf. *variolarius* (LAMARCK), *N. brongniarti* D'ARCHIAC et HAIME, *N. millecaput* BOUBÉE, *N. perforatus* (MONTF.), *N. striatus* (BRUG.), *N. striatus minor* D'ARCHIAC et HAIME, *N.* sp., *Operculina* sp., *Assilina exponens* (SOWERBY), *Orbitoclypeus* cf. *varians* (KAUFM.), *Discocyclina chudeaui* (SCHLUMB.), *D.* cf. *pratti* (MICHELIN), *D.* sp., *Asterocyclina* sp. a *Alveolina* sp. – zaraďujeme do stredného eocénu až staršieho bartónu (v zmysle Serra-Kiela et al., 1998, do plytkovodnej bentickej zóny SBZ 17. Sprievodné mikrofosílie zastupujú koralinné riasy (vzácne roztrúsené úlomky do 0,4 mm), machovky (veľmi zriedkavé drobné úlomky), lastúrniky (úlomky lastúr aj *Ostrea* sp.), krinoidy (zriedkavé úlomky segmentov) a malé foraminifery (aglutinancie, miliolidy, vzácne rotalidy a *Gypsina* sp.).

Z Jasenova (na JV od kóty Hôrka; obr. 1, 2c – f, 3a – c) sme odobrali vzorky (spolu 65 výbrusov) z troch úrovní

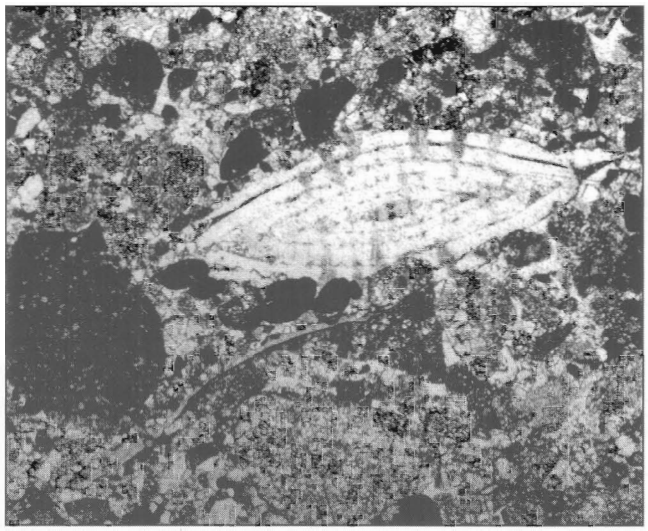


Obr. 1. Časť geologickej mapy Vihorlatských a Humenských vrchov v mierke 1 : 50 000 (Žec et al., 1997) – územie medzi Jasenovom, Chlmcom a Oreským pri Humennom s lokalitami: 1 – Jasenov-Hôrka, 2 – Chlmec-Skalka, 3 – Oreské-Konopné. Vysvetlivky: Vnútrokarpatský paleogén: 150 – hutianske súvrstvie: flovec a pieskovec; mladší eocén, 151 – borovské súvrstvie: karbonátový zlepenec a pieskovec; stredný eocén.

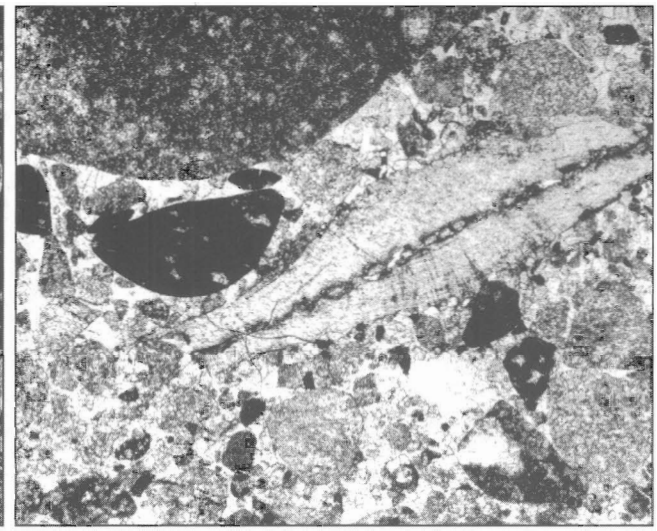
Fig. 1. Part of geological map of Vihorlat and Humenské vrchy hills 1 : 50 000 (Žec et al., 1997) describing the territory among villages Jasenov, Chlmec and Oreské at Humenné town. Location of studied places: 1 – Jasenov-Hôrka, 2 – Chlmec-Skalka, 3 – Oreské-Konopné. Inner Carpathian Paleogene: 150 – Huty Formation: claystones, sandstones; Upper Eocene; 151 – Borove Formation: carbonatic conglomerates, sandstones, Middle Eocene.

Obr. 2a – f: bartón, a – piesčitý vápenec s priečnym rezom *Nummulites perforatus* (DEMONFORT). Chlmec I/4, výbr. 272, b – piesčitý vápenec s priečnym rezom *Assilina exponens* (SOW.). Chlmec IV/4, výbr. 287, c – piesčitý vápenec s priečnymi rezmi *Assilina exponens* (SOW.) a *Nummulites perforatus* (DEMONTF.). Jasenov I/1 spodok, výbr. 476, d – piesčitý vápenec s priečnym rezom *Discocyclina pulcra* CHECCHIA-RISPOLI Jasenov I/1 spodok, výbr. 473, e – piesčitý vápenec s priečnymi rezmi *Nummulites perforatus* (DEMONTF.) a *Discocyclina pulcra* CHECCHIA-RISPOLI. Jasenov II/6 spodok, výbr. 483, f – piesčitý vápenec s priečnym rezom *Orbitolites complanatus* LAMARCK. Jasenov I/2 vrch, výbr. 860. Zväčš. 10 x. ▶

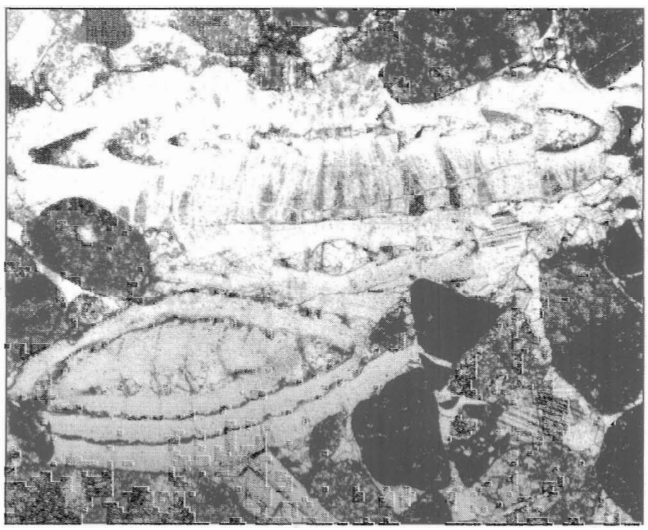
Fig. 2a – f: Bartonian, a – sandy limestone with transversal cut through *Nummulites perforatus* (DEMONFORT). Chlmec I/4, thin section No. 272, b – sandy limestone with transversal cut through *Assilina exponens* (SOW.). Chlmec IV/4, thin section No. 287, c – sandy limestone with transversal cuts through *Assilina exponens* (SOW.) and *Nummulites perforatus* (DEMONTF.). Jasenov I/1 lower part, thin section No. 476, d – sandy limestone with transversal cut through *Discocyclina pulcra* CHECCHIA-RISPOLI. Jasenov II/6 lower part, thin section No. 483, f – sandy limestone with transversal cut through *Orbitolites complanatus* LAMARCK. Jasenov I/2 upper part, thin section No. 860. Magnification 10x.



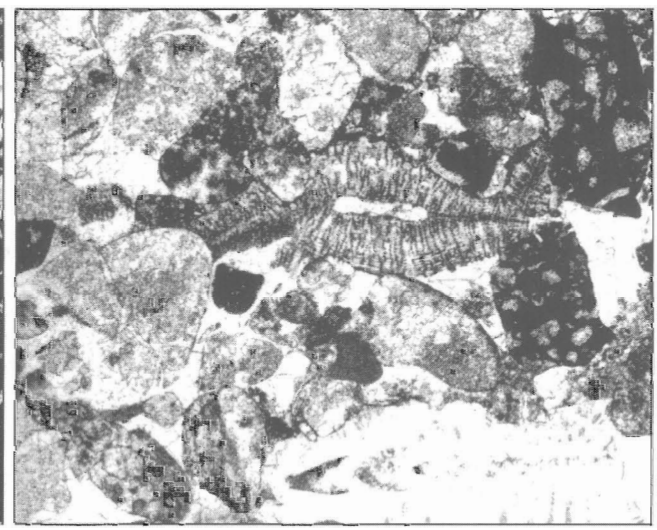
a



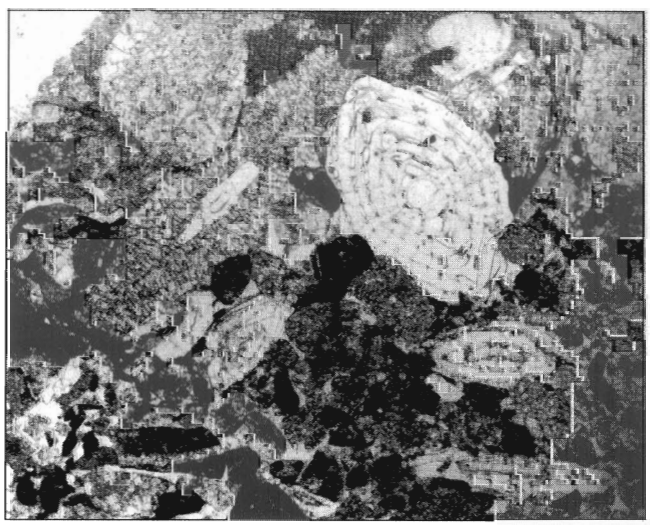
b



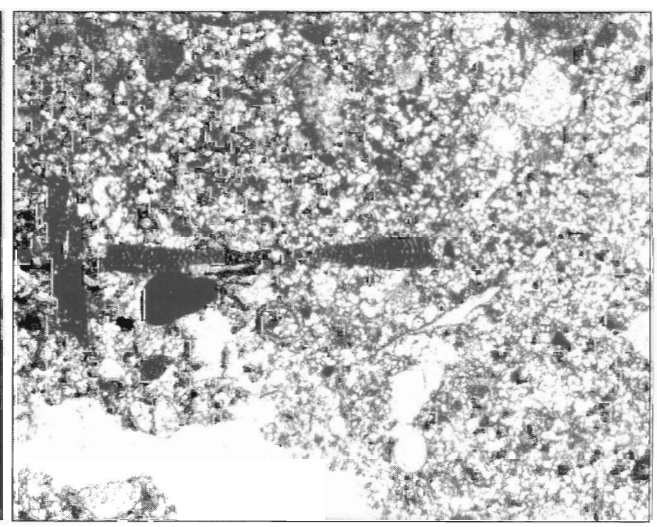
c



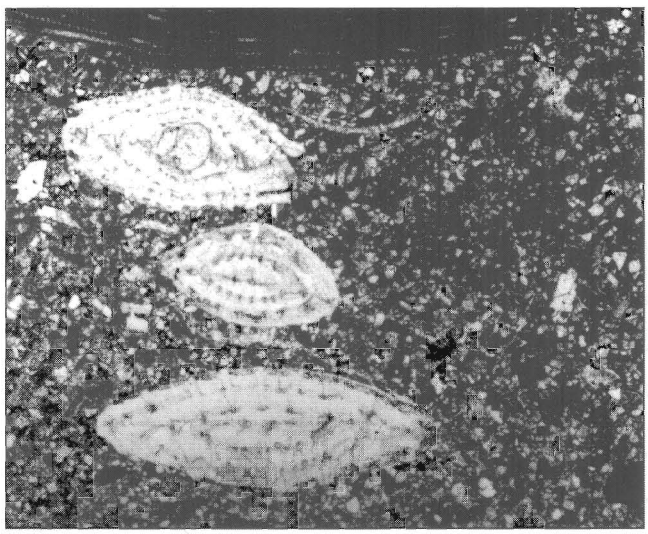
d



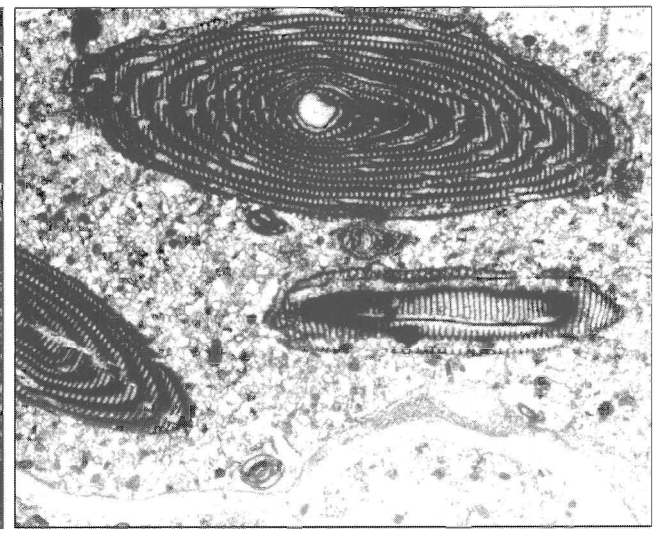
e



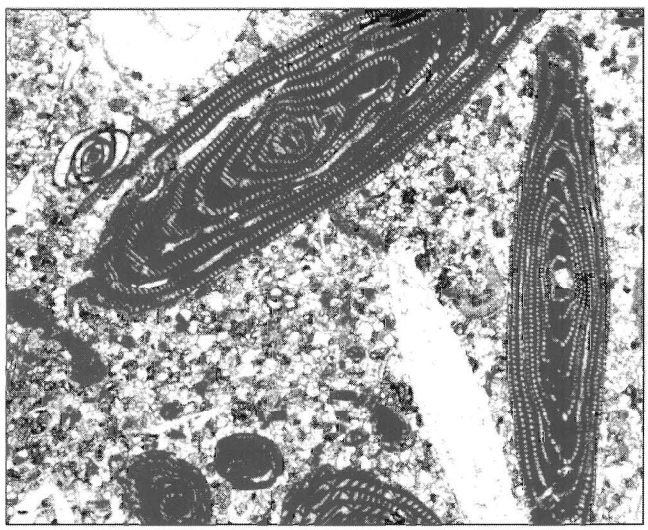
f



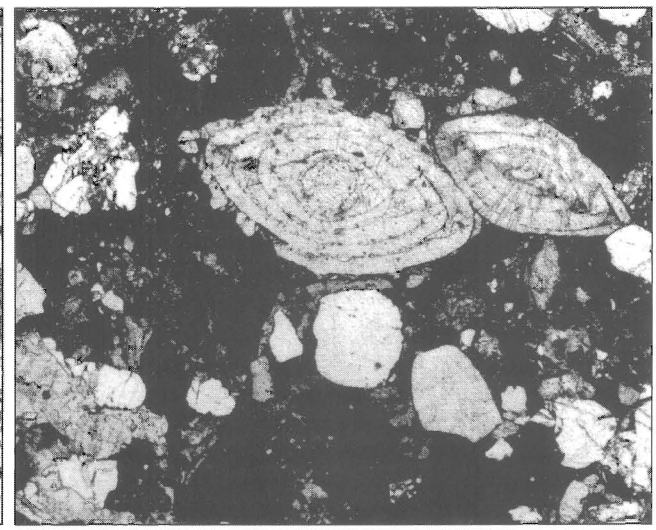
a



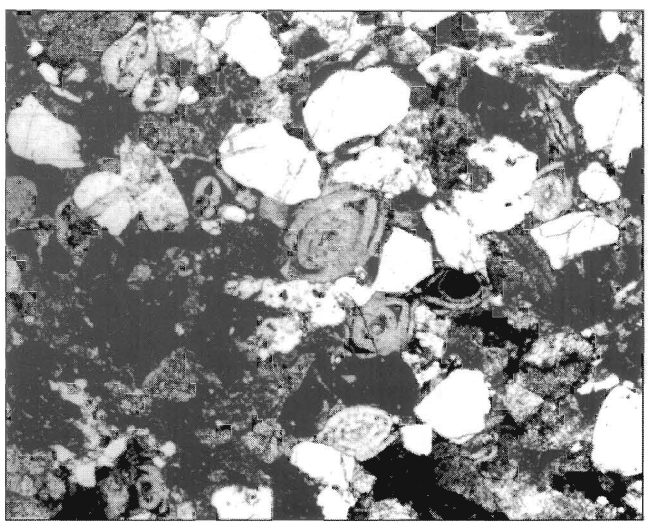
b



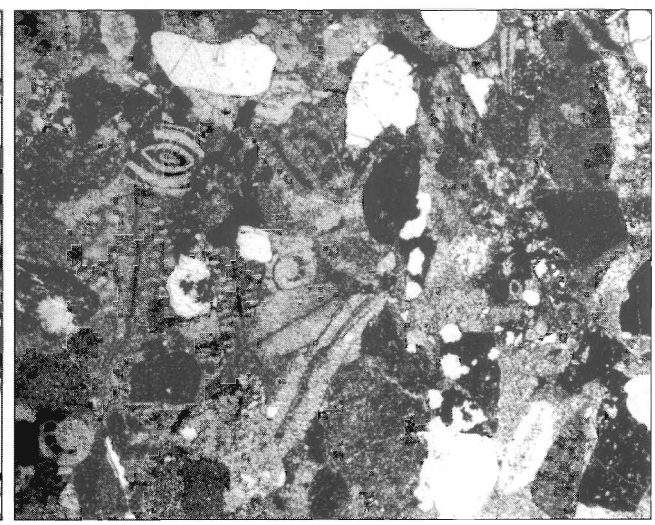
c



d



e



f

profilu (zo spodku, stredu a vrchu) borovského súvrstvia. Profil v spodnej časti tvoria vrstvy drobnozrnného zlepenca až hrubozrnného pieskovca. Zlepencové obliaky (veľké 0,1–2,5 až 9–11 cm) sú z mezozoického vápenca, dolomitu a slieňovca. Kremenné zrná sú vzácne (veľké do 0,1 mm). Tmel je siltový alebo sparitový. Stredná časť profilu má obdobné litologické zloženie a vo vrchnej prevláda drobno-zrnný karbonátový pieskovec a piesčitý vápenec s hojnými alveolinami.

Spoločenstvá veľkých foraminifer zo spodnej časti profilu – *Nummulites* cf. *brongniarti* D'ARCHIAC et HAIME, *N. perforatus* (MONTF.), *N. striatus* (BRUG.), *N.* cf. *millecaput* BOUBÉE, *N.* cf. *gallensis* HEIM, *N.* sp., *Assilina exponens* (SOWERBY), *Ass. spira planospira* BOUBÉE, *Discocyclina pulcra baconica* LESS, *D. pratti* (MICHELIN), *D. discus* (RÜTIM.), *D.* cf. *chudeaui* (SCHLUMB.), *D.* sp., *Asterocyclina* sp., *Alveolina* sp. a *Orbitolites* sp.; (stred): *Nummulites perforatus* (MONTF.), *N. striatus minor* D'ARCHIAC et HAIME, *N. striatus* (BRUG.), *N.* cf. *millecaput* BOUBÉE, *Assilina exponens* (SOWERBY), *Ass. spira planospira* BOUBÉE, *Discocyclina pulcra baconica* LESS, *D. chudeaui* (SCHLUMB.), *D. discus* (RÜTIM.) a *D.* sp.; (vrch): *Nummulites* cf. *brongniarti* D'ARCHIAC et HAIME, *N.* cf. *millecaput* BOUBÉE, *N. perforatus* (MONTF.), *N. puschi* D'ARCHIAC, *N. striatus minor* D'ARCHIAC et HAIME, *N. striatus* (BRUG.), *Assilina exponens* (SOWERBY), *Ass. spira planospira* BOUBÉ, *Discocyclina pulcra baconica* LESS, *D. discus* (RÜTIMEYER), *D.* sp., *Alveolina fusiformis* (SOWERBY), *A. elongata* (D'ORBIGNY), *A.* cf. *boscii* (DEFR.) a *Orbitolites complanatus* LAMARCK – vekovo zaraďujú borovské súvrstvie do stredného eocénu až staršieho bartónu (SBZ 17). Sprievodné mikrofosílie zastupujú koralinné riasy (zriedkavé sú drobné úlomky veľké do 1,1 mm, vzácnejšie aj hľuzy do 0,3 mm), vzácne dasykladálne riasy (*Acicularia* sp.), machovky (sporadicky úlomky cyklostomátnych i cheilostomátnych foriem), lastúrniky (zriedkavé drobné úlomky lastúr), krinoidy (veľmi zriedkavé segmenty), koraly (rekryštalizované úlomky trsov) a malé foraminifery (zriedkavé miliolidy, rotalidy, aglutinancie a *Gypsina* sp.).

Leško (1953) z doliny Ptavy opísal blok organodetritických vápencov s diskocyklinami, numulitmi a červenými riasami, ale ich výskyt sa nám nepodarilo potvrdiť.

Z hutianskeho súvrstvia (z lokality Oreské-Konopné; obr. 1, 3d – f) sme odobrali vzorky (19 výbrusov) z polymiktného drobnozrnného zlepenca až hrubozrnného pieskovca, ktoré tvoria polohy vo flyšovom súvrství. Obliaky (veľké 0,1–4,5, vzácne až 6,0 mm) sú z mezozoických karbonátov a z hornín kryštalinika a sú slabo opracované. Vyskytujú sa i zrná kremeňa. Tmel tvorí jemnejšia frakcia.

Zmiešané spoločenstvo veľkých foraminifer – *Nummulites brongniarti* D'ARCHIAC et HAIME, *N. variolarius* (LAMARCK), *N. perforatus* (MONTF.), *N. striatus* (BRUG.), *N. incrassatus* DE LA HARPE, *N.* cf. *pulchellus* (BRUG.), *N. ptukhiani* KACHARAVA, *N. semicostatus* (KAUFM.), *N.* sp., *Assilina (Operculina) gomezi* (COLOM et BAUZÁ), *Operculina alpina* DOUV., *Heterostegina (Grzybowskia) multifida* (BIEDA), *Discocyclina pratti* (MICHELIN), *D. sella* (D'ARCHIAC), *D.* cf. *aspera* GÜMBEL, *Orbitoclypeus* cf. *varians* (KAUFM.), *Asterocyclina* sp., *Alveolina* sp. a *Fabiania cassis* (OPPENHEIM) – možno zaradiť do stredného (staršieho bartónu, SBZ 17) a mladšieho eocénu (najspodnejšieho staršieho priabónu, SBZ 18). Spoločenstvo stredného eocénu je redeponované z borovského súvrstvia, ktoré sa v okolí Oreského nezistilo. Identifikovali sa tieto sprievodné mikrofosílie: koralinné riasy (vzácne úlomky veľké do 1,2 mm), machovky (zriedkavé drobné úlomky), lastúrniky (ojedinelé úlomky lastúr), krinoidy (zriedkavé úlomky segmentov), červy (rúrky *Ditrupa* sp.) a malé foraminifery (*Sphaerogypsina* sp., *Gypsina* sp., asterigeriny, rotalidy a miliolidy).

Vaňová (1985) z mikrokonglomerátov bazálnej transgresívnej litofácie (Oreské, bod 6) uvádza spoločenstvo veľkých foraminifer vrchnolutétskeho, t. j. bartónskeho veku. Vrchnolutétsky vek hutianskeho súvrstvia je doložený spoločenstvom malých foraminifer (Samuel a Salaj, 1968) z južného okraja Kamenice nad Cirochou.

Záver

Biostratigrafické hodnotenie veľkých foraminifer zo sedimentov borovského súvrstvia Humenských vrchov (lokalita Chlmec a Jasenov; zlepenec, pieskovec a piesčitý vápenec) umožnilo vekovo ich zaradiť do stredného eocénu až staršieho bartónu (SBZ 17). Lokalitu Oreské (hutianske súvrstvie; zlepenec a pieskovec) možno podľa spoločenstva veľkých bentických foraminifer zaradiť do mladšieho eocénu – najspodnejšieho staršieho priabónu (SBZ 18). Staršie spoločenstvo foraminifer staršieho bartónu (SBZ 17) je redeponované z borovského súvrstvia.

◀**Obr. 3a – c:** bartón, a – piesčitý vápenec s priečnym rezom *Nummulites perforatus* (DEMONTF.). Jasenov II/1 vrch. výbr. 862, b – piesčitý vápenec s prierezmi *Alveolina fusiformis* (SOW.). Jasenov II/3 vrch. výbr. 513, c – piesčitý vápenec s prierezmi *Alveolina elongata* D'ORBIGNY (vpravo) a *Alveolina fusiformis* (SOW.) (vľavo). Jasenov III/2 vrch. výbr. 517, **d – f:** priabón, d – pieskovec až zlepenec s redeponovanými schránkami *Nummulites perforatus* (DEMONTF.). Oreské 1/6, výbr. 874, e – zlepenec s prierezmi *Nummulites variolarius* (LAMARCK) (v strede) a *N. semicostatus* (KAUFM.) (dole). Oreské 2/6, výbr. 883, f – zlepenec s priečnymi rezmi *Nummulites variolarius* (LAM.), *Discocyclina pratti* (MICHELIN) a *Asterocyclina* sp. Oreské 2/8, výbr. 885. Zväčš. 10 x.

Fig. 3a – c: Bartonian, a – sandy limestone with transversal cut through *Nummulites perforatus* (DEMONTF.). Jasenov II/1 upper part, thin section No. 862, b – sandy limestone with cuts through *Alveolina fusiformis* (SOW.). Jasenov II/3 upper part, thin section No. 513, c – sandy limestone with cuts through *Alveolina elongata* D'ORBIGNY (right side) and *Alveolina fusiformis* (SOW.) (left side). Jasenov III/2 upper side, thin section No. 517. **d – f:** Priabonian, d – sandstone to conglomerate with redeposited tests *Nummulites perforatus* (DEMONTF.). Oreské 1/6, thin section No. 874, e – conglomerate with cuts *Nummulites variolarius* (LAMARCK) (in the middle) and *N. semicostatus* (KAUFM.) (lower side). Oreské 2/6, thin section No. 883, f – conglomerate with transversal cut through *Nummulites variolarius* (LAM.), *Discocyclina pratti* (MICHELIN) and *Asterocyclina* sp. Oreské 2/8, thin section No. 885. Magnification 10x.

Literatúra

Buček, S., 2001: Borové Formation of Middle Eocene age east of the Tatra Mts. *Slov. geol. mag., 7, 45–52.*

Leško, B., 1953: Geológia tektonických jednotiek na východnom Slovensku pri Humennom. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 4, 1–2, 373–411.*

Marschalko, R., 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepencov bradlového pásma a priľahlých jednotiek a prostredie ich vzniku (východné Slovensko). *Náuka o Zemi, Sér. geol., 10, 146.*

Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, D., Jauhri, A. K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J. M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J., & Zahrevskaya, E., 1998: Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. géol. France, 169, 2, 281–299.*

Vaňová, M., 1985: Veľké foraminifery z bodu 6 pri Oreskom v Humenskom pohorí. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Žec, B. (ed.), Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S. ml., Bañacký, V., Karoli, S., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, L., Spišák, Z., Bodnár, J., Jetel, J., Boorová, D., & Zlinská, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov 1 : 50 000. *Bratislava, Vyd. D. Štúra, 5–254.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 321–323

Poznámky k fosílnym spoločenstvám v bradle pri Beňatine

MIROSLAV FULÍN[1] a PETER HOLEC[2]

[1]Východoslovenské múzeum, Hviezdoslavova 3, 041 36 Košice, Slovenská republika
[2]Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovenská republika

(Doručené 13. 5. 2005)

Remarks to fossil assemblages at klippe near Beňatina

In the quarry near village Beňatina (Eastern Slovakia) we have found in 1993 the shark's teeth from genus *Sphenodus* sp. Fragments from teeth were located, together with some belemnite fragments (genus *Megateuthis*, *Brevibelus*, *Belemnopsis*, *Holcobelus*) and with small amonites *Phylloceras perplanum*, at the under part of crinoidal limestone formation in alternation with grey marls (aalen).

Key words: Jurassic, Aalenian, *Sphenodus* sp., Eastern Slovakia

Úvod

Skalný útvar vzdialený asi 1,5 km na SV od Beňatiny na východnom Slovensku patrí do pieninského úseku bradlového pásma. Kameňolom, ktorý bol v minulosti v tomto skalnom brale, je už opustený. Vďaka ťažbe sa postupne odkrývali podložné vrstvy czorsztynského vápenca, v ktorých možno detailne študovať a porovnávať litologické, biostratigrafické aj paleontologické pomery jurských usadenín.

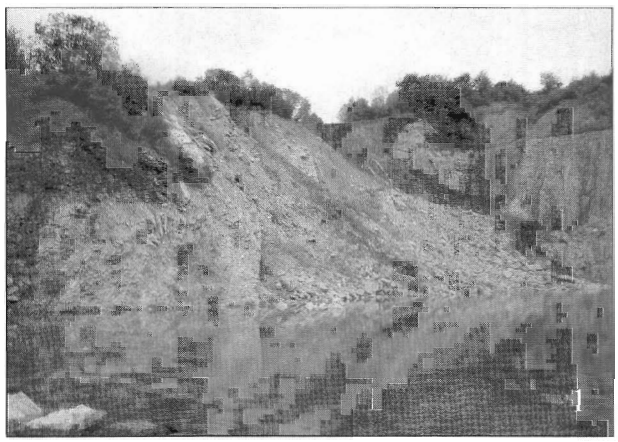
Geologická a biostratigrafická charakteristika

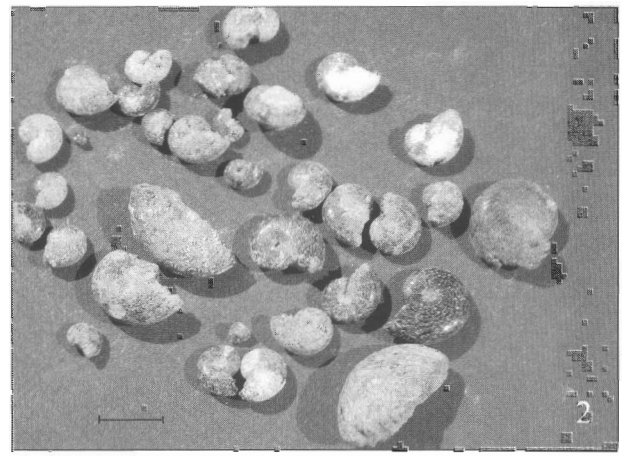
Medzi najznámejšie litologické členy bradlového pásma patria vrstvy czorsztynského hľuznatého vápenca s množstvom amonitov. Ich podrobnú stratigrafiu s opisom indexových druhov na lokalite Beňatina spracoval Rakús (1990). Rakús in Žec et al. (1997) pri opise bradla pri Beňatine uvádzajú z podložia vrstiev czorsztynského vápenca dolnomlynské súvrstvie reprezentované spodným pieskovcovým členom s Gryphaea arcuata (hetanž) a s vrchným ílovcovým členom (sinemúr). Opisujú odtiaľ aj algäuské súvrstvie zastúpené vrstvami škvrnitého íloviteho vápenca až vápnitého íloveca (vrchný lias), súvrstvie červených íloveov (álen), smolegovské a krupianske súvrstvie zastúpené vrstvami krinoidového vápenca (bajok). Schlögl et al. (2005) detailnejšie vymedzujú vekové hranice medzi vrstvami v súvrstviach. V priestore medzi algäuskou formáciou a komplexom krinoidových vápencov rozlišujú nové litologické členy – hôrčanskú (vrchný domér) a hŕbockú formáciu (toark). Súvrstvie krinoidových vápencov delia na tri členy – spodný (álen), stredný (bajok) a vrchný (vrchný bajok – oxford). Podávajú podrobný litologický opis útvarov a fosílne organizmy (okrem amonitov) opisujú všeobecne ako súčasť základnej hmoty (napr. úlomky echinodermát, články krinoidov, ostrakóda, lastúrniky, spikuly hubiek, nodosaridné foraminifery, zuholnatené zvyšky rastlinného pletiva a pod.).

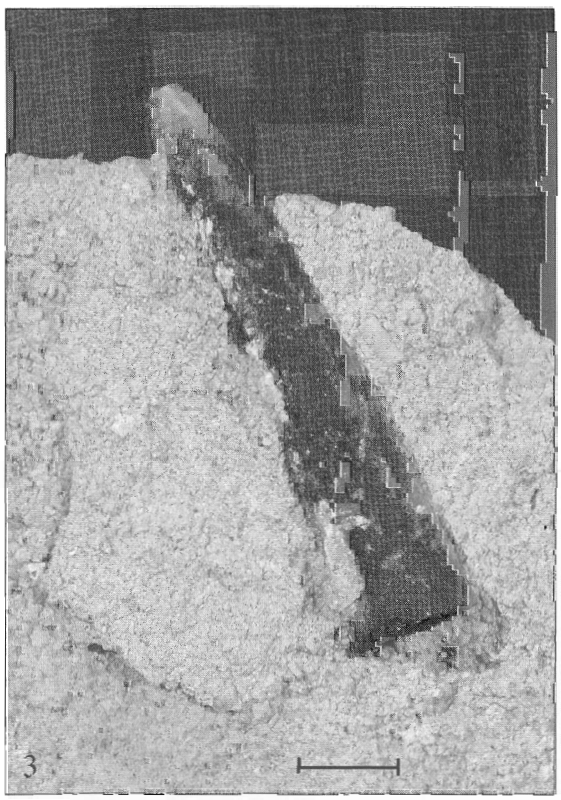
Kameňolom sa stal predmetom záujmu Východoslovenského múzea v roku 1993 v súvislosti so správou o náleze „ichthyosaura". V tom období nastal plošný zosuv tmavosivého až čierneho vápenatého až piesčitého slieňa vo východnej časti kameňolomu s množstvom amonitov. Kameňolom sme každoročne navštevovali a postupne sme monitorovali odkrývané časti podložných súvrství bradla. Po poslednom ťažobnom odstrele v sv. časti zostal nevyťažený skalný materiál na mieste a kameňolom opustený. Náš záujem o lokalitu a sanačný zber fosílií podnietila snaha miestnej samosprávy zriadiť v už opustenom kameňolome regionálnu skládku komunálneho odpadu.

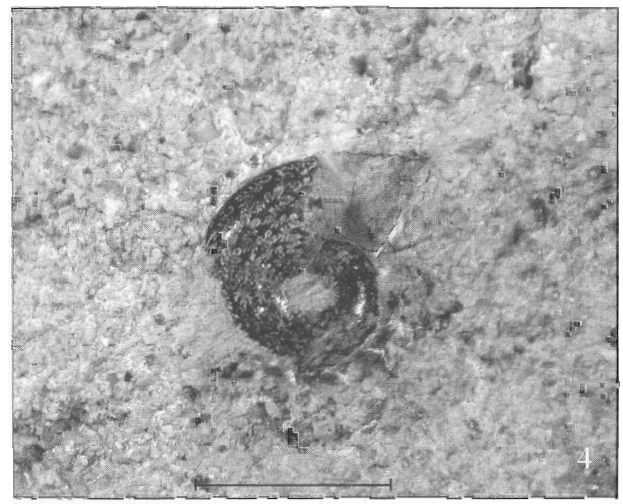
Fosílie sme dokumentovali a zberali prevažne v sv. a východnej časti kameňolomu a v roku 1993 sme tam našli väčšie množstvo belemnitov splavovaných z podložia krinoidového vápenca zárezmi vo vrchnej časti kolmej lomovej steny do výplavového kuželeľa na jej úpätí. Pre vertikálny transport išlo často iba o úlomky. Nálezy vo vrstve pri vstupe do kameňolomu svedčia o ich polohe v svetlozelenom slienitom krinoidovom vápenci až zelenej drobe bohatej na úlomky krinoidov aj častí stoniek (*Pentacrinus* sp.), čo zodpovedá spodnému členu formácie premenlivých krinoidových vápencov (álenu). Veľké množstvo úlomkov týchto schránok v hornine prezrádza, že sa do týchto polôh pravdepodobne redeponovali z podložných vrstiev slienitej hŕbockej formácie. Ojedinele sa vyskytujú aj v červených zlepencoch zložených z klastického materiálu krinoidových vápencov a z väčšieho podielu kremenných obliačikov (stredný člen formácie krinoidových vápencov – bajok). Belemnity sú však v týchto sedimentoch viac naleptané, fragmentované, zvetrané, deformované resp. sekundárne kalcifikované.

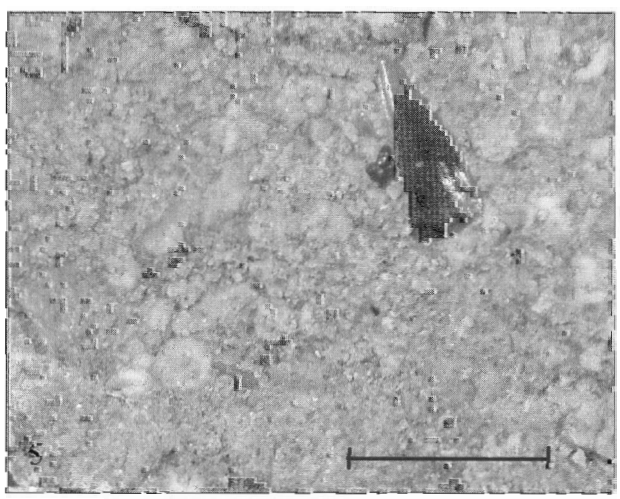
So zachovanou apikálnou časťou sme získali 82 kusov, ale fragmentov schránok bez rozlíšenia rodu sme našli stovky. Podľa opisu niektorých z nich ide o druh *Megateuthis quinquesulcatus* (Blainville, 1825), *Brevibelus subbreviformis* (Lissajous, 1927), *Belemnopsis* cf. *canaliculatus* (Schlotheim, 1820), *Holcobelus blainvillei*

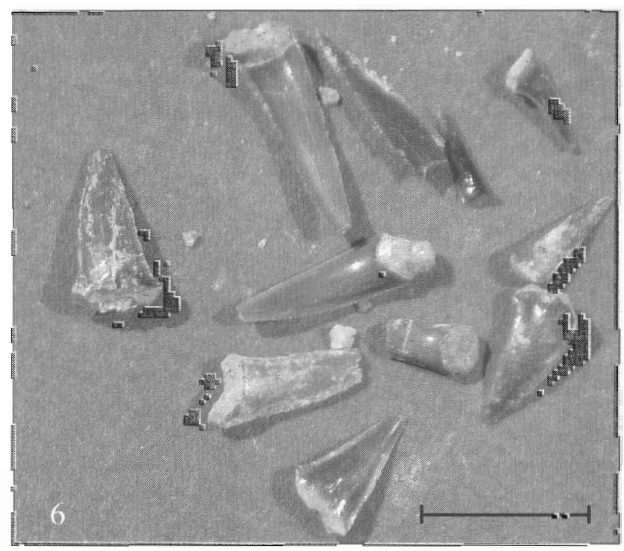












Tab. 1. 1 – Sv stena kameňolomu Beňatina, 2 – amonity rodu *Phylloceras perplanum* PRINZ, 3 – *Holcobelus subblainvillei* (EUDES-DESLONGCHAMPS, 1978), 4 – *Phylloceras perplanum* PRINZ, 5 – *Sphenodus* sp., 6 – zuby žraloka *Sphenodus* sp.

Tab. 1. 1 – NE part of quarry Beňatina, 2 – amonites from genus *Phylloceras perplanum* PRINZ, 3 – *Holcobelus subblainvillei* (EUDES-DESLONGCHAMPS, 1978), 4 – *Phylloceras perplanum* PRINZ, 5 – *Sphenodus* sp. 6 – teeth from genus *Sphenodus* sp.

(VOLTZ, 1830) a *Holcobelus subblainvillei* (EUDES-DESLONGCHAMPS, 1878).

Spolu s belemnitmi sme zo zelenkastého slienitého krinoidového vápenca alebo z vložiek a medzivrstvičiek slieňa získali desiatky fosfatizovaných úlomkov, 36 zachovaných jadier malých amonitov *Phylloceras perplanum* PRINZ a menšie množstvo častí jadier rodu *Holcophylloceras* sp., *Ludwigia* sp., *Brasilia* sp. a i.

Prvý žraločí zub sme na lokalite našli v roku 1993. Dovedna sme spracovali 64 rozličných fragmentov, väčšinou bez koreňovej časti. Žraločie zuby vystupujú primárne v zelenom slabo slienitom krinoidovom vápenci (álen) spolu s belemnitmi. Častejšie sú v rozplavených slienitých vložkách krinoidového vápenca medzi detritickým materiálom, ktorý tvoria obliačiky kremeňa, úlomky zuhoľnateného dreva, stonky krinoideí a koraly. Podľa dostupných rozlišovacích znakov, ktoré väčšine nájdeného materiálu chýbajú, pravdepodobne ide o žraloka rodu *Sphenodus* AGASSIZ, 1843.

Záver

Fosílie jurských amonitov sú v bradlovom pásme najznámejšou skupinou skamenenín, kým ostatné skupiny sa pre slabšiu zachovanosť a zložitú determináciu opisujú menej. Z literatúry prevzaté údaje o belemnitoch hovoria o ich výskyte prevažne v bajoku ale na lokalite, ktorú sme opísali, sme ich zistili v álene. Žraločie zuby sa v bradlovom pásme nenachádzajú často, ale ich nález v Beňatine potvrdzuje, že rod *Sphenodus* sp. bol na našom území rozšírený na oveľa väčšom areáli, ako sa doteraz predpokladalo.

Opísané vzorky sú uložené vo Východoslovenskom múzeu v Košiciach. Za pomoc pri determinácii belemnitov ďakujeme RNDr. Činčurovej zo SNM v Bratislave a kolegom z prírodovedného odboru Východoslovenského múzea za pomoc pri zbere a dokumentácii materiálu.

Literatúra

Matějka, A., & Hanzlíková, E., 1962: Příspěvek ku geologii okolí Podhorode, Beňatiny a Inovců na východním Slovensku. *Zpr. geol. Výsk. v Roce 1961*, 190–193.

Rakús, M., 1990: Amonity a stratigrafia bázy czorsztynských vápencov v bradlovom pásme na Slovensku a v ukrajinských Karpatoch. *Knih. Zem. Plyn Nafta*, 9b, 73–108.

Schlögl, J., et al., 2005: Beňatina klippe: Lithostratigraphy, biostratigraphy, paleontology of the Jurassic and Lower Cretaceous deposits (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Eastern Slovakia). (in press).

Žec, B., et al., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov. *Bratislava, Vyd. D. Štúra*, 39–49.

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 324–326

Procesy a produkty recentnej sedimentácie na vysokohorských svahoch Tatier – príkladová štúdia z Bielovodskej doliny

JANA MIHALÍKOVÁ, JURAJ OSLANEC, JURAJ JANOČKO a STANISLAV JACKO ml.

Katedra geológie a mineralógie Fakulty BERG Technickej univerzity v Košiciach,
Park Komenského 15, 040 01 Košice, Slovenská republika
jana.mihalikova@tuke.sk

(Doručené 13. 5. 2005)

Processes and products of recent sedimentation on high-mountain slopes of Tatra Mts.: A case study from the Biela voda valley

The high mountains are characteristic with development of various slope sediments. In the Biela voda valley the gravitational transport is the most common. We have distinguished the gravitational falling, slides and debris flows, but the main accumulation of sediments is a product of continual or discontinual polycyclic development by addition of more processes. The most commonly is visible the lateral transition of sediments of gravitation falling into the debris flow and nival sediments. Amont the important transport and relief-making factors in studied area belong also the areal and linear outwashes.

Key words: sediments of high-mountain areas, gravitational processes, rock downfall, slide, debris flow

Vysoké pohoria sú špecifickým krajinným fenoménom Západných Karpát a v tomto horskom oblúku sa definujú ako pohoria, ktoré svojimi najväčšími vrcholmi zreteľne vyčnievajú nad hornú hranicu lesa a prekračujú absolútnu výšku 1500 m n. m. (napr. Midriak, 1983; Plesník, 1971). Vysoká energia reliéfu je príčinou erozívnych, gravitačných a transportačných procesov vedúcich k vzniku rozličných svahových sedimentov (osypov, balvanových morí a pod.).

V príspevku opisujeme typy svahových sedimentov Bielovodskej doliny a charakterizujeme ich podľa niektorých autorov zaoberajúcich sa vysokohorským prostredím.

Bielovodská dolina je najdlhšou (19 km) dolinou na severnej strane Vysokých Tatier a tvorí hranicu medzi Slovenskom a Poľskom. V kvartéri bola pokrytá najdlhším ľadovcovým systémom v celom masíve karpatského bloku. Je povodím Bielej vody a od pramennej časti v Kačacej doline sa rozširuje smerom na S až na 1,5 km pri Lysej Poľane. Do axiálnej časti tejto asymetrickej doliny ústi viac bočných visutých dolín – Žabia Bielovodská, Česká, Kačacia, Litvorová, Svišťová a Rovienková – a Litvorov žľab. Geologická stavba doliny je pestrá. Skladá sa z hornín kryštalinika, mezozoika a v menšej miere aj z paleogénnych hornín. Veľká časť týchto hornín má hrubý kvartérny pokryv. V južnej časti dolinu tvorí kryštalinikum reprezentované rozličnými typmi granitoidov, v strednej časti vystupujú mezozoické horniny, najmä vápenec, dolomit, ale aj karpatský keuper a lúžňanské súvrstvie. Na S od Lysej Poľany pri Bielej vode vystupujú paleogénne sedimenty podtatranskej skupiny.

Kvartérne sedimenty vyskytujúce sa nad hornou hranicou lesa približne vo výške 1485 m n. m. vznikali hlavne v postglaciálnom období pri reliéfotvorných procesoch typických pre vysokohorské prostredie. Patria medzi ne napr. vodná, snehová a veterná erózia, gravitačnoerózne javy, svahové procesy, ako je zliezanie, opad zo skalných stien, ale aj kryogénne javy – gelivácia, soliflukcia, mrazové zdvíhanie pôdy a ihlicový pôdny ľad.

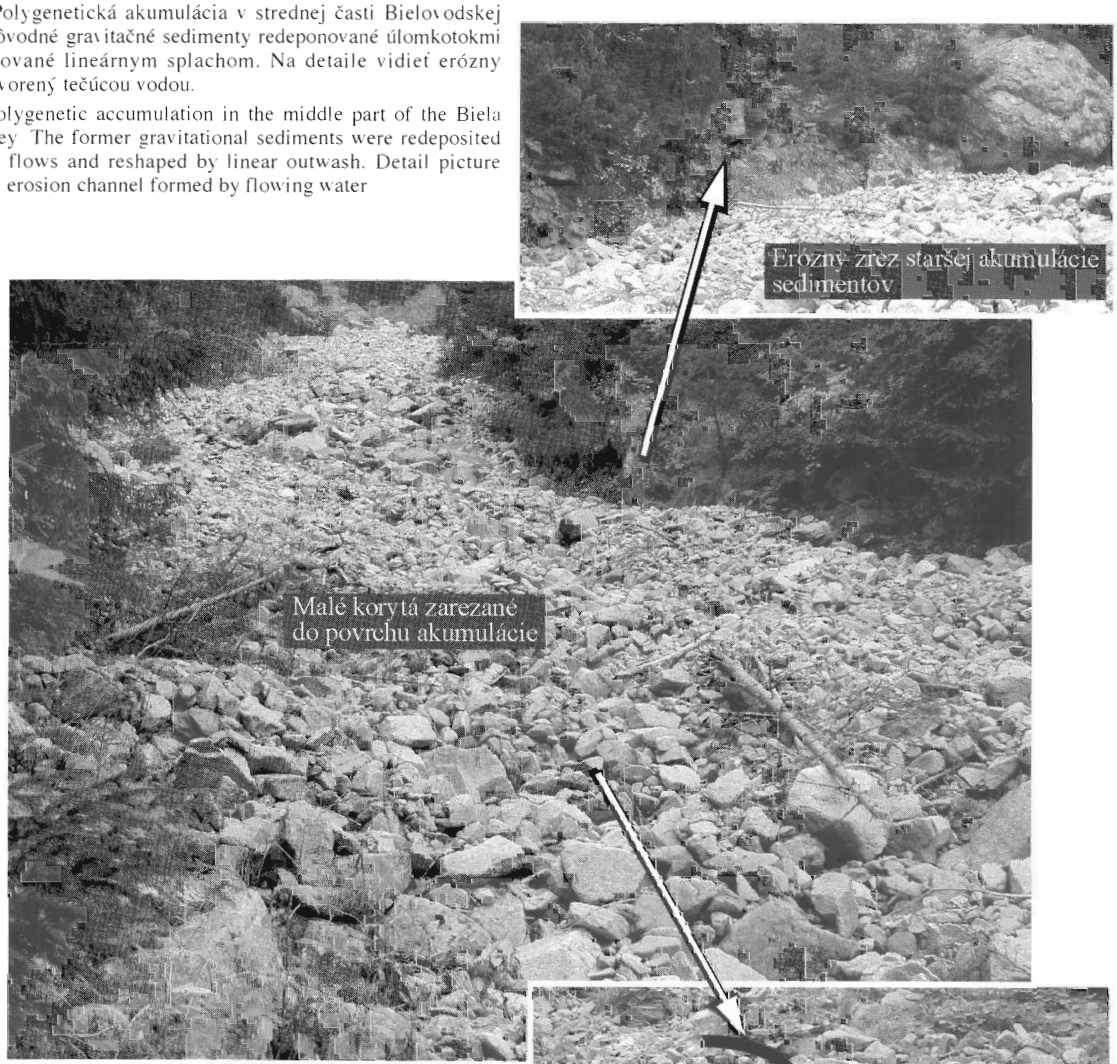
Pri terénnom mapovaní a sedimentologickom výskume v Bielovodskej doline v Tatrách sa zistilo niekoľko genetických typov sedimentov charakteristických tvarom aj vznikom. Väčšina z nich patrí medzi gravitačné sedimenty a podľa prevládajúcich fyzikálnych procesov pri vzniku ich možno rozdeliť do viacerých skupín. Príkladom sú sedimenty skalných zrútení, zosuvov a úlomkových prúdov. Podstatnú časť tvoria nivačné sedimenty, ale analýza ich akumulačných foriem ukázala, že sú väčšinou z polygenetických sedimentov, pri ktorých vzniku pôsobilo viac transportačných činiteľov prechádzajúcich do seba alebo plynulo, alebo skokovite, a tak predstavujú polycyklický vývoj akumulácie (pozri aj Hreško, 1997).

Najčastejšie transportačné procesy v Bielovodskej doline možno charakterizovať nasledujúco:

Skalné rútenia reprezentujú opadávanie zvetraného materiálu zo skalných stien. Vznikajú uvoľnením úlomkov a blokov zo skalných brál a ich priamym zrútením. Akumulácia takto vzniknutých sedimentov má zvyčajne

Obr. 1. Polygenetická akumulácia v strednej časti Bielovodskej doliny. Pôvodné gravitačné sedimenty redeponované úlomkotokmi a pretvarované lineárnym splachom. Na detaile vidieť erózny kanál vytvorený tečúcou vodou.

Fig. 1. Polygenetic accumulation in the middle part of the Biela voda valley. The former gravitational sediments were redeposited by debris flows and reshaped by linear outwash. Detail picture shows the erosion channel formed by flowing water





Obr. 2. Polygenetická akumulácia sedimentov v Rovienkovej doline, bočnej doline Bielovodskej doliny. Pôvodne gravitačné sedimenty boli redeponované úlomkotokmi a nasledujúcimi nivačnými procesmi.

Fig. 2. Polygenetic accumulation of sediments in Rovienková dolina valley, a branch of Biela voda valley. The former gravitational sediments were redeposited by debris flows and following nival processes.

obdĺžnikový pôdorys, distribúcia úlomkov alebo blokov v závislosti od veľkosti je veľmi slabá, badateľná len tam, kde sú úpätia stien lemované strmými svahmi, po ktorých sa úlomky mohli ďalej pohybovať alebo bez prerušenia po dopade, a tak využívať gravitačnú energiu, alebo v ďalších štádiách pomocou iných transportačných činiteľov (soliflukcie, úlomkotoku atď.). Klasty sú takmer neopracované a nerovnako veľké (niektoré bloky majú aj vyše 5 m).

Zosuvy sú v Bielovodskej doline zriedkavejšie. Vyskytujú sa najmä v nižšie položených zalesnených častiach s vývojom hlinitého pokryvu priamo na horninách podložia. Pre malú hrúbku kvartérneho pokryvu prevládajú plošné zosuvy s planárnou šmykovou plochou.

V niektorých častiach Tatier sme pozorovali blokové zosuvy vytvárajúce blokové rozsadliny v skalných bralách. Typické pre ne sú rotačné šmykové plochy zapríčiňujúce natáčanie zosúvaného bloku smerom k svahu.

Úlomkové prúdy sú vo vysokohorských oblastiach častým transportačným procesom. Možno ich rozdeliť na typické nesúdržné prúdy tvorené navzájom kolidujúcimi úlomkami generujúcimi medzizrnové sily pôsobiace medzi nimi, ktoré sú najčastejšie, a na súdržné úlomkové prúdy s medzizrnovou jemnozrnnou hmotou, ktoré sú zvyčajne nasýtené vodou. Pre tieto úlomky je charakteristická inverzná gradácia a strmé čelo vzniknuvšie pri náhlom zastavení prúdu pri poklese sklonu svahu. Pri niektorých úlomkových prúdoch sa spozoroval vývoj bočných agradačných valov tvoriacich úzky elevačný chrbát laterálne ohraničujúci prúd vysoký okolo 0,5 m. Akumulácia takto vzniknutých sedimentov má rozličný tvar – od lúčovite sa rozbiehajúceho až po pozdĺžne laloky alebo kužele.

Na akumulácii recentných sedimentov sa zúčastňuje aj nivácia a transport sedimentov lavínami. Sedimenty lavín tvoria nepravidelné zhluky neopracovaných úlomkov rozličnej veľkosti.

Produkty opísaných transportačných činiteľov po uložení často prepracovala tečúca voda plošným alebo lineárnym splachom, ktorý pôvodnú akumuláciu typicky premodeloval (obr. 1). Časté je nasýtenie pôvodného gravitačného sedimentu ležiaceho na strmých svahoch vodou, čo spôsobuje jeho nestabilitu a generovanie úlomkotokov (obr. 2).

Literatúra

Hreško, J., 1997: Niektoré poznatky o súčasných geomorfologických procesoch vysokohorskej krajiny (Západné Tatry – Jalovecká dolina). *Štúdie o tatranskom národnom parku, 2, 35, 25–40.*

Plesník, P., 1971: Horná hranica lesa vo Vysokých a Belianskych Tatrách. *Bratislava, SAV, 238.*

Midriak, R., 1983: Morfogenéza povrchu vysokých pohorí. *Bratislava, SAV, 513.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 327–329

Depozičný systém v Markušovciach – kužeľová delta s dominanciou záplav

MARTA PREKOPOVÁ a JURAJ JANOČKO

Katedra geológie a mineralógie Fakulty BERG Technickej univerzity v Košiciach,
Park Komenského 15, 043 84 Košice, Slovenská republika
marta.prekopova@tuke.sk

(Doručené 4. 5. 2005)

Depositional system at Markušovce village: Fan delta with flooding dominance

The rocks of outcrop located at the eastern margin of the Markušovce village represent a part of sedimentary filling of Inner Carpathian Paleogene Basin. Using geological profiling we have distinguished in studied area the terrestrial depositional system and the depositional system of fan delta. These systems are characteristic with the big abundance of coarse-grained conglomerates alternating with well sorted fine-grained sandstone facies with variable structures. This allows us to suppose the interconnection of depositional processes and systems with active flooding.

Key words: fan delta, depositional systems, terrestrial depositional system, Inner Carpathian Paleogene

Na V od Markušoviec (4 km na JV od Spišskej Novej Vsi) je odkryv dlhý približne 2 km (obr. 1). Tvoria ho predovšetkým horniny hornádskych vrstiev podtatranskej skupiny (Filo a Siráňová, 1998; Janočko, 2002) a je súčasťou sedimentárnej výplne vnútrokarpatského paleogénneho bazéna.

Hlavnou metódou štúdia odkryvu bolo geologické profilovanie horninového defilé spôsobom „vrstva po vrstve" a výsledkom je 17 grafických záznamov – logov (obr. 2). Cieľom práce bola interpretácia depozičných procesov, pri ktorých sa sedimenty uložili, a ich depozičného prostredia.

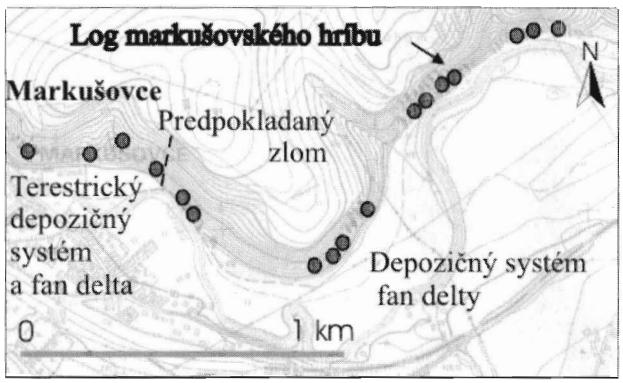
Odkryv je rozdelený poklesovým zlomom na dve časti s rozličnou genézou sedimentov (obr. 2). Pre východnú je charakteristický terestrický depozičný systém a kužeľová delta (*fan delta*), kým v západnej terestrický systém chýba. Spoločným znakom systémov je množstvo hrubozrnných konglomerátov striedajúcich sa s polohami dobre vytriedeného jemnozrnného pieskovca, čo poukazuje na spojenie depozičných procesov a systémov s aktívnou činnosťou záplav.

Depozičné systémy s prevládaním záplav sa vyvíjajú vo fluviálnych bazénoch a jazerách, na pobreží, šelfe a na podmorských svahoch. Ich vývoj je kontrolovaný zdvihom odvodňovaného bazéna, rýchlosťou denudácie, objemom a koncentráciou sedimentu v záplavách. Katastrofické záplavy vznikajú v systémoch s dostatočným množstvom vody (napr. z výdatných zrážok). Pri náhlom uvoľnení sa voda zmieša so sedimentom a periodickým pohybom, akým sú aj hyperpyknálne a turbiditné prúdy spôsobujúce veľkomierkovú eróziu a depozíciu fluviálnych a morských sedimentov, sa dostáva do bazéna (Mutti et al., 1996). Systém prestáva byť aktívny, keď sa prúd sedimentu vstupujúceho do mora redukuje do „normálnych" podmienok. Výsledkom je postupná retrogradácia záplavami vzniknutých fácií v čase, až kým sú záplavy také malé, že usadia väčšinu svojho nákladu v hornom úseku rieky.

Sedimentom študovaného odkryvu je predovšetkým zlepenec a pieskovec, kým prachovec a kalovec sa na jeho stavbe zúčastňujú len podradne. Ich vznik je spätý s tromi základnými depozičnými procesmi – ukladaním zo *suspenzie*, z *trakčného (unášajúceho) prúdu* a z *gravitačných tokov*. Produktom vypadávania zo suspenzie je najmä masívny, menej paralelne laminovaný prachovec. Trakčný prúd transportuje častice ťahom, otáčaním, saltáciou alebo v suspenzii, a tak vytvára výmoľovo, čerinovo a planárne šikmo zvrstvené, ako aj planárne aj masívne zvrstvené sedimenty, gravitačný prúd sedimenty prostredníctvom gravitačného ťahu smerom po svahu. Do tejto skupiny prúdov sme zaradili turbiditné a úlomkové prúdy, ako aj prechodnú kategóriu, ktorou sú vysokonasýtené prúdy



Obr. 1. Lokalizačná mapa Markušoviec
Fig. 1. Location map of Markušovce surrounding.

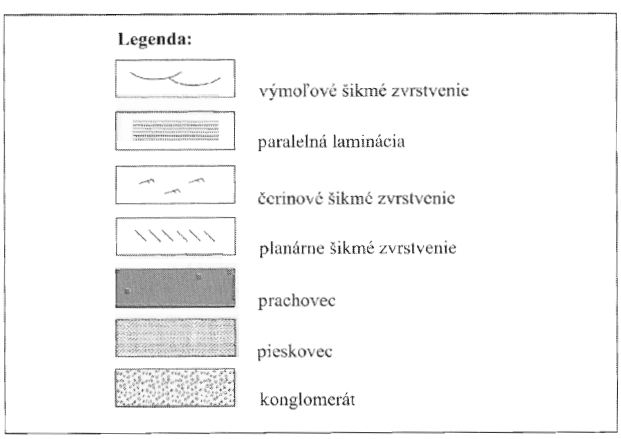


Obr. 2. Lokalizácia logov.
Fig. 2. Logs location.

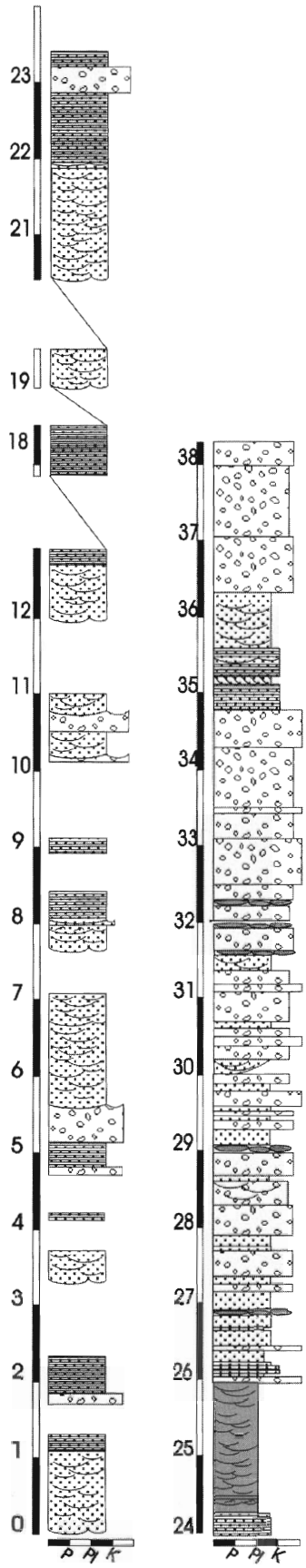
(Lowe, 1982; Nemec a Steel, 1984). Ich výsledkom sú masívne a planárne zvrstvené sedimenty.

V rámci študovaného územia sme rozlíšili dva hlavné depozičné systémy – terestrický a systém kuželovej delty (Janočko a Prekopová, 2004).

Terestrický depozičný systém zastupujú chaoticky usmernené zlepencové polohy s prevahou klastov metamorfitov paleozoika uložených prostredníctvom úlomkových prúdov. Ich vznik sa viaže na dostatok zvetraného materiálu, veľkú energiu reliéfu a výdatnosť zrážok. Charakter reliéfu paleogénneho podložia v skúmanej oblasti poukazuje na prítomnosť paleodoliny (Marschalko, 1970) a indikuje možnosť, že úlomkové prúdy boli súčasťou fluviálneho systému s dominanciou katastrofických povodní. Vrstvy úlomkových prúdov sú miestami laterálne prerušené vrstvami karbonátového zlepenca, ktoré pravdepodobne predstavujú laterálny vstup náplavových kužeľov lemujúcich okraje paleodoliny. Posledným členom tejto sukcesie je „červená poloha", ktorá tvorí jednu z vyznačených vrstiev. Ide o zvetraninový sediment červenkastej farby s dominanciou karbonátov (48 % dolomitu, 18 % kremeňa, 14 % sericitu, 11 % kalcitu, 5 % hematitu a 4 %



Obr. 3. Log markušovského hríba (P – prach, Pi – piesok, K – konglomerát).
Fig. 3. Log of Markušovce outcrop of mushroom shape (P – siltstone, Pi – sandstone, K – conglomerate).



chloritu; Derco – ústna informácia). Zloženie zvetranín poukazuje na ich zdrojovú oblasť s paleozoickými a mezozoickými horninami, odkiaľ ich redeponoval plošný splach.

Terestrický depozičný systém prechádza do *depozičného systému kužeľovej delty*, pre ktorý je charakteristické striedanie sa hrubozrnných sedimentov s rozličné zvrstvenými polohami piesku (výmoľové šikmé zvrstvenie...). Miestami je pozorovateľné aj kopčekovité zvrstvenie, ktoré mohlo vzniknúť ako výsledok zvýšenia oscilačného komponentu pri vstupe turbiditného prúdu do plytkovodného prostredia (Mutti et al., 1996). Pozoruhodná je poloha hrubozrnných konglomerátov s balvanmi veľkými až 47 cm. Tvoria ich paleozoické metamorfity, ktorých suboválne až oválne opracovanie naznačuje transport z veľmi vzdialenej zdrojovej oblasti.

Fácie kužeľovej delty prechádzajú vertikálne do vyznačenej vrstvy z modrastého prachovca (25. meter, obr. 3), ktorý je masívne až výmoľovo šikmo zvrstvený, pričom sa na báze výmoľov vyskytujú suboválne až oválne klasty kremeňa. Vertikálny sled vrstiev zakončujú z diaľky viditeľné výmoľovo šikmo zvrstvené horizontálne laminované a veľkomierkovo šikmo zvrstvené pieskovcové polohy s výraznou výmoľovou bázou predstavujúce fácie kužeľovej delty prepracované v plytkovodnom prostredí (36. meter, obr. 3). Na ich báze sme našli prúdové stopy potvrdzujúce sv. smer paleoprúdov.

Fácie sú laterálne premenlivé, prechádzajú zo štruktúrne lepšie organizovaných sedimentov do sedimentov s horšou internou organizáciou alebo naopak, a preto možno predpokladať, že aj keď sa sedimenty usadili v rovnakom prostredí, depozičné procesy zodpovedné za ich uloženie boli rozličnej povahy.

Príspevok vznikol v rámci grantu VEGA 1/1128/04.

Literatúra

Filo, I., & Siráňová, Z., 1998: Hornádske a chrastianske vrstvy – nové oblastné litostratigrafické jednotky podtatranskej skupiny. *Geol. Práce, Spr., 103, 35–51.*

Janočko, J. 2002. Centrálnokarpatský paleogénny bazén – vývoj a depozičné systémy. *Mineralia Slov. 3–4, 159–180.*

Janočko, J., & Prekopová, M., 2004: Markušovce fan delta depositional system in marginal part of the Inner Carpathian Paleogene Basin, Slovakia. *LXXV Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Iwonicz Zdrój, 92–97.*

Lowe, D. R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. *J. sed. Petrology, 52, 279–297.*

Marschalko, R., 1970: Výskum sedimentárnych textúr, štruktúr a paleoprúdová analýza bazálnych formácií (Paleogén centrálnych Západných Karpát severne od Spišsko-gemerského rudohoria). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 19, 129–163.*

Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R., & Zavala, C., 1996: The importance of ancient fluvio deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Mem. Sci. Geol., Padova, 48, 233–291.*

Nemec, W., & Steel, R. J., 1984: Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. *In: E. H. Kostner & R. J. Steel (ed.): Sedimentology of gravels and conglomerates. Canad. Soc. Petrol. Geol.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 330–332

Sedimentologická a stratigrafická charakteristika sarmatských proximálnych fácií na východnom okraji dunajskej panvy

ALEXANDER NAGY, IVAN BARÁTH a KLEMENT FORDINÁL

Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
nagy@gssr.sk

(Doručené 6. 5. 2005)

Sedimentological and stratigraphic characteristic of Sarmatian proximal facies in eastern margin of Dunaj Basin

The eastern margin of Dunaj Basin is built by pre-Tertiary basement, Neogene sedimentary filling, products of neovolcanic activity and Quaternary sediments.

In the area of Levice-Turová horst the products of Badany Formation are transiting to shallow water sediments of Kubáňovo Beds of Lower-Middle Sarmatian age. In Želiezovce Depression the Sarmatian sediments of Vráble Formation are interfingering with rocks of Kubáňovo Beds.

Key words: sedimentology, Sarmatian, Dunaj Basin

Úvod

Na sv. okraji podunajskej panvy sa na rozhraní vulkanických komplexov štiavnického stratovulkánu a sedimentárnej výplne, ktorú reprezentuje vrábeľské súvrstvie, nachádzajú plytkovodné sedimenty sarmatského veku a na základe podrobného sedimentologického štúdia ich vyčleňujeme ako samostatné kubáňovské vrstvy (obr. 1). Majú znaky sedimentácie v dynamickom prostredí okraja brakického mora ovplyvňovanej značným prínosom klastického materiálu generovaného na južných svahoch štiavnického stratovulkánu.

Sedimentológia a stratigrafia

Na južných svahoch štiavnického stratovulkánu plošne rozsiahla efúzia pyroxenického a leukokratného pyroxenického andezitu badanskej formácie sčasti zasahovala aj do vodného prostredia. V pobrežnej zóne prebiehala deštrukcia lávových prúdov a primárnej akumulácie hyaloklastických brekcií tvoriacich epiklastické fácie (Konečný et al., 1997), ale tie sú súčasťou brakickomorskej sedimentárnej výplne dunajskej panvy.

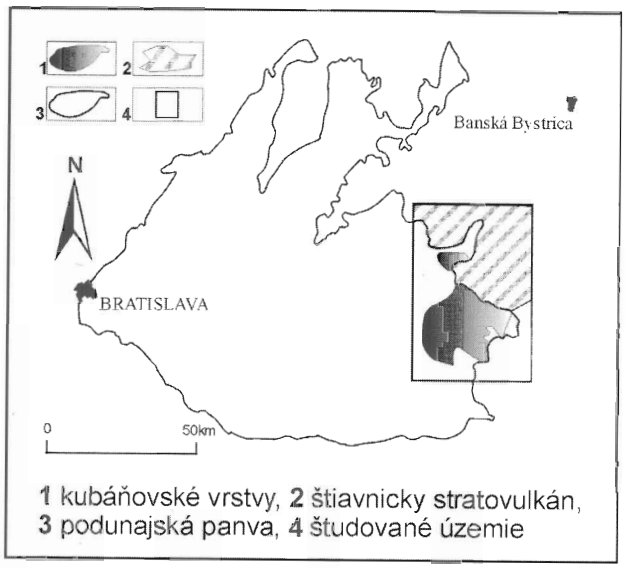
V južnej časti študovaného územia sa v sarmatských sedimentoch striedajú vrstvy piesku a pieskovca s polohami ílu, často tufitického, s vrstvami tufitického pieskovca a s polohami tufu. Sporadicky sa vyskytuje zlepenec, štrk a vzácne aj machovkový vápenec.

Piesok je vápenatý drobnozrnný až strednozrnný, ojedinele aj hrubozrnný a s odtieňom modrosivej, hnedej až bielosivej farby. Polohy piesku majú vyvinuté šikmé a pozitívne gradačné zvrstvenie. Prachovcové a piesčité vrstvy sa v pieskovcových nepravidelne striedajú. Sporadicky sa vyskytujú tenké prúžky s ryolitovými obliakmi, biely vrstvovitý ryodacitový tufit až rozpadavý tufitický pieskovec. V piesčitom tufite sa vyskytujú biele a sivé, ojedinele aj ružové dobre opracované obliaky ryodacitov a pemzy resp. medzivrstvy pelitického ryodacitového tufitu a tufitického bridličnatého ílu so železitými konkréciami. Zriedka sa objavujú obliaky kremeňa a lyditu (Pristaš et al., 1980).

V odkryvoch v Kubáňove vystupujú šikmo zvrstvené vrstvy drobnozrnného slabo spevneného pieskovca s obliakmi pemzy a s tufitickou prímesou. Nad nimi je pieskovec s detailne poprehýbanými vrstvami a v ich nadloží sa usadil sivozelený tufitický íl bohatý na rastlinné zvyšky a litifikované úlomky dreva naplavené kontinentálnymi tokmi. Opísaný vrstvový sled dokumentuje stúpanie morskej hladiny s transformáciou fluviálnych sedimentov zarezaného údolia na ílovitú sedimentáciu v zaplavenom estuáriu. Hydroplastické zvrásnenie častí tohto sledu je výsledkom zemetrasných javov indukovaných vulkanickou aktivitou.

Na lokalite Slovenský majer sú odkryté šikmo zvrstvené polohy strednozrnného až drobnozrnného piesku až slabo spevneného pieskovca s hojnou vulkanickou prímesou v podobe obliakov pemzy. Pemzu často tvoria šikmé laminy striedajúce sa s pieskovými. Dobre viditeľné je aj šikmé zvrstvenie typu rybej kosti, ktoré vzniklo v prílivových valoch v intertidálnom prostredí.

V Lontove na báze pieskovne vystupujú polohy strednozrnného až drobnozrnného tufitického piesku s intraklastmi ílu veľkými až 10 cm a s rozptýlenými kremennými obliakmi s priemerom do 1 cm. Na spodných vrstvových plochách sa vyvinuli textúry vtláčania do podložného drobnozrnného piesku s ílovitou prímesou. V ich nadloží je súbor hlbokovodnejších piesčitoílovitých hemipelagických sedimentov. V hemipelagitoch sme identifikovali niekoľko vrstvičiek drobnozrnného piesku hrubých 3–5 cm s ílovitou prímesou s vyvinutou prúdovočerinovou



Obr. 1. Pozícia kubáňovských vrstiev v podunajskej panve.
Fig. 1. Position of Kubáňovo Beds in Dunaj Basin.

laminációu, ktoré predstavujú búrkové sedimenty – tempestity. Podľa sedimentárnych znakov sa opísané sedimenty usadzovali v morskom prostredí tesne v predpolí pobrežného čela.

Polohy drobnozrnného až strednozrnného piesku so šikmým zvrstvením sa vyvinuli na pravej strane pieskovne pri Hontianskej Vrbici. Nad nimi je homogénny piesok bez sedimentárnych textúr. Na ľavej strane pieskovne je poloha tufitického ílu a v tejto časti sa vyvinuli rozličné typy sedimentárnej textúry. Pod tlakom nadložia do puklín v polohách tufitického ílu prenikli žilky nepravidelného tvaru vyplnené piesčitým materiálom z podložných pieskovcových vrstiev. Plameňová textúra aj stopy po vtláčaní nadložného piesku do podložného ílu poukazujú na hydroplastické deformácie na veľmi miernom svahu sedimentačného prostredia.

V nadloží polôh tufitického ílu na ľavej strane pieskovne sa zachoval zvyšok sklzového telesa s dobre viditeľnými znakmi penekontemporánneho vrásnenia a zabaľovania súboru vrstiev. Opísané znaky naznačujú v subakvatických podmienkach často prebiehajúci prínos klastického materiálu z okrajov sedimentačného bazéna do pokojného prostredia sedimentácie tufitického ílu.

Pomerne hojný je drobnozrnný štrk a zlepenec. Nikde netvoria hrubé vrstvy, ale častejšie sa vyskytujú len vo forme tenkých šošoviek v polohách piesku a pieskovca. Tvoria ich dobre opracované obliaky pyroxenického andezitu, podradne kremeňa, kremenca a vápenca. Tmel zlepenca je ílovitopiesčitý. Piesok je hlavne z plagioklasu vulkanického pôvodu, v menšej miere z kremeňa, prevažne z terigénneho a vulkanického skla alebo z pemzy. V niektorých vrstvách sú kúsky pemzy, ktoré v hornine tvoria svetlé „očká" (Marková in Pristaš et al., 1980).

Na dne pieskovne v okolí Kamenca sú odkryté zvyšky andezitového lávového prúdu badenskej formácie, ktorý sa vylial do vodného prostredia a nad nimi sú vrstvy slabo spevneného sivozeleného pieskovca. Pieskovec je kremitý, s prímesou vulkanického materiálu, ktorý tvoria úlomky dobre opracovaných obliakov pemzy a andezitu. Časté sú ílové interklasty. Sedimentárne textúry pieskovca sú reprezentované najmä šikmými zvrstveniami s často sa vyskytujúcimi vymytými vrstvičkami drobnozrnného štrku s podpornou štruktúrou obliakov. Skladajú sa z dobre opracovaných obliakov pemzy a andezitu. Lokálne sigmoidálne ohyby lamín sú typické pre prostredie so značným účinkom prílivu a odlivu.

V polohách piesku na V od Mýtnych Ludian vystupujú šošovkovite vyklinujúce polohy lavicovitého modrosivého až sivozeleného andezitového tufu a tufitu miestami s tenkými medzivrstvami pelitického tufu striedajúcimi sa s vrstvami sivého a modrastého drobnozrnného až hrubozrnného piesčitého tufu a tufitu (Marková a Vass, 1969).

Vápnitý a tufitický íl s polohami tufitu a tufu je sfudnatý, zelenosivej až sivej farby s bridličnatým rozpadom. Často má vyšší obsah piesčitej a tufitickej prímesi a vystupuje na povrch v eróznych ryhách na S a SZ od Šalova, pri Kubáňove a Sazdiciach. Smerom na S pribúdajú medzivrstvy tufitického ílu a objavujú sa tufitickejšie fácie. Takéto sedimenty vystupujú na povrch v severnom a východnom okolí Hontianskej Vrbice, pri Domadiciach a Demandiciach. Zistili sa aj výskyty tufodiatomitov (Gabčo, 1970).

Na JV od Kukučínova v dvoch izolovaných umelých odkryvoch vystupuje na povrch machovkový vápenec. Je biely a pevný, ale pórovitý a navetrané plochy sú po údere práškovito rozsýpavé. Z machoviek lokality Zágoršek (Fordinál in Nagy et al., 1998) určil *Celeporaria palmata* (Michelin). Pretože machovky tvoria zhluky, paleoprostredie zodpovedá karbonátovej pobrežnej rampe.

Z množstva fosílneho materiálu (mäkkýše, lastúrnatky, foraminifery, odtlačky makroflóry listov a makrofauny; ich prehľad uvádza Nagy et al., 1998) na sarmatský vek – určený pri dlhoročnom výskume – poukazuje napr. lastúrnatka *Cytheridea hungarica* Zal. a *Aurila mehesi* (Zal.), foraminifery rodu *Elphidia*, mäkkýše *Cardium latisulcum* Münster a rodu *Mohrensternia* a *Mactra*.

Celková hrúbka lávových prúdov a vulkanických sedimentov badenskej formácie v severných oblastiach jej výskytu je okolo 130 (Konečný et al., 1983) a v južných usadenín kubáňovských vrstiev (podľa údajov z vrtov) okolo 300 m.

Záver

Faunistický obsah, ako aj zachované sedimentárne textúry dokazujú, že sa uloženiny kubáňovských vrstiev usadili v plytkovodnom brakickom prostredí. Toto prostredie sa vyvíjalo hlavne v oblasti čiastočne vynoreného predterciérneho podložia, no najmä na V od čiastkového santovsko-levického hrastu a malo vplyv aj na látkové zloženie sedimentov. Litologickú náplň usadenín perifernej oblasti štiavnického stratovulkánu celkovo ovplyvnili produkty staršej, ale súvekej vulkanickej činnosti, pri ktorej sa ako výsledok nahromadenia vulkanoklastickej

hmoty spôsobeného intenzívnym prínosom vtedajšou riečnou sieťou a občasnými prívalovými tokmi niektoré pobrežné časti splytčili.

Literatúra

Gabčo, R., 1970: Dielčia záverečná správa neogénu za list Želiezovce 1 : 50 000. *Manuskript – archív GSSR Bratislava.*

Konečný, V., Lexa, L., Dublan, L., Halouzka, R., Nagy, A., Ivanička, J., Havrila, M., Hojstričová, V., Žáková, E., Rojkovičová, L. & Koděra, P., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 35-424 Veľké Pole-časť, 35-441 Skýcov-časť, 35-442 Nová Baňa, 35-443 Zlaté Moravce-časť, 45-222, Tlmače, 45-221 Tesárske Mlyňany-časť, 45-223 Veľký Ďur-časť, 45-224 Levice-časť, 46-111 Bátovce-časť, 46-113 Brhlovce-časť, 46-131 Demandice-časť *Manuskript – archív GSSR Bratislava*

Konečný, V., Lexa, J., & Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 9, 203.*

Marková, M., & Vass, D., 1969: Geológia a petrografia pyroklastík a ílov vo vrtoch v okolí Veľkých a Malých Krškán. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Nagy, A., Halouzka, R., Konečný, V., Dublan, L., Lexa, J., Fordinál, K., Havrila, M., Vozár, J., Kubeš, P., Liščák, P., Stolár, M., & Dulovičová, K., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny (východná časť), 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR, 7–187*

Pristaš, J., Vass, D., Konečný, V., Lexa, J., Šefara, J., & Remšík, A., 1980: Vysvetlivky k základnej geologickej mape v mierke 1 : 25 000 listy: Demandice, Plášťovce, Ipeľský Sokolec, Šahy *Manuskript – archív GSSR Bratislava.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 333–334

Fosílne ekosystémy posledného glaciálu Trnavskej pahorkatiny

JANA KERNÁTSOVÁ a HILDA VANĚKOVÁ

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

(Doručené 22. 4. 2005)

Fosil ecosystems of the last glacial in Trnava Upland

The pollen spectra, herb seeds, wood carbons, remnants of molluscs, lamellibranch and small rodents as well as the traces of their activity we have found from eolitic and eolitic-deluvial sediments of 20 localities in Trnava Upland. Altogether we have described 74 botanic taxons and 58 taxons of Quaternary molluscs. Precise analyses of quantitative-qualitative, biotopic, zoo- and phytogeographic composition of assemblages as well as biometric and isotopic measurements of gastropodes, statistics and malacothermometry showed several important climatic changes in mentioned geological era. Radiothermometric measurements, performed on gastropodes shells and the wooden carbons by the method AMS allowed us chronologically and stratigraphically order these changes.

Key words: words: last glacial, fosil ecosystems, paleoclimatic development, Trnava Upland

V rámci úlohy 1101 *Geologická mapa Trnavská pahorkatina* 1 : 50 000 sa urobil čiastkový paleontologický výskum kvartérnych sedimentov z prirodzených odkryvov a vrtov južnej a severnej časti Trnavskej pahorkatiny, pri ktorom sa spracovalo 167 vzoriek z 15 odkryvov a 15 vrtov. Cieľom bolo rekonštruovať fosílne ekosystémy Trnavskej pahorkatiny v jej kvartérnom vývoji, pomôcť pri riešení stratigrafie a genézy jej študovaných sedimentov, ako aj poukázať na vplyv meniacich sa klimatických pomerov na živú a neživú prírodu vtedajšej pahorkatiny.

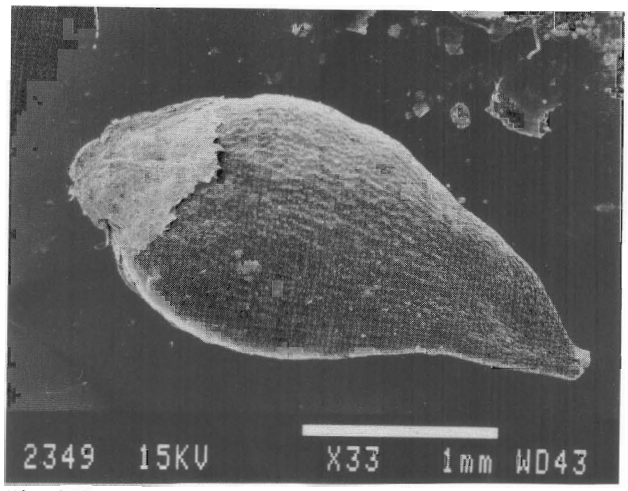
Na interpretáciu malakocenóz sme použili kovariantnú maticu na výpočet taxonomického zloženia fauny sledovaných lokalít. Klaustrovou analýzou sme vzorky podľa taxonomickej podobnosti spoločenstiev zoskupili do niekoľkých celkov a v rámci nich sme ich zhodnotili. Celok A tvoria dve skupiny spoločenstiev klimaticky chladnejších období štadiálu, celok B dve skupiny teplejších období interštadiálu a neskorého glaciálu a dve skupiny teplotne nešpecifických, druhovo aj početne chudobných spoločenstiev.

Najvýraznejšie spoločenstvá mäkkýšov v klastrovej analýze zaradené do tretieho bloku zachytávame v istých polohách sprašových sérií na lokalite Kaplna (nad potokom), Peugeot S2/6, TPM-15 Brestovany a Báhoň. Spoločenstvo tvorí suchá a teplá pupilovo-tridensová fauna s prvkami chladnejšej a vlhkejšej ariantovej fauny. Ide prevažne o lesostepné spoločenstvo s dominantným zastúpením prvkov meridionálnych a stredoeurópskych areotypov. Priemerná júlová paleoteplota vypočítaná na základe výskytu indikátorových druhov je okolo 17,5 °C. Vo výplavoch sedimentov s týmto typom fauny sú aj fosílne zvyšky rastlín v podobe spermatofytov či palynomorf, napr. *Chelidonium majus* L. (lastovičník väčší, znáša sucho aj vlhko), *Poa pratensis* L. (lipnica lúčna, ekosystém vlhkých lúk na alúviách vodných tokov), *Prunus spinosa* L. (trnka obyčajná, nenáročná na vlhkosť a teplotu) a i., ale aj početné uhlíky borovice datované na 31 350 ± 350 BP (Poz-6940), do obdobia posledného interštadiálu würmského glaciálu (denekamp).

Predpokladáme, že na Trnavskej pahorkatine v tomto období bola lesostep s ostrovčekmi svetlej parkovej tajgy s *Achillea millefolium* L. a *A. nana* L. (rebríček obyčajný a rebríček nízky, burina lúk), *Carex alba* Scop. (ostrica biela, glaciálny relikt z pleistocénu, darí sa jej vo vápnitej pôde), *Fraxinus excelsior* L. (jaseň štíhly, brehový porast pri vodných tokoch a i). Množstvo uhlíkov borovice dokazuje, že v teplých a suchších obdobiach bolo živicou nasiaknuté drevo vhodným zápalným materiálom.

V nadloží sedimentov so spomenutou faunou sa mení povaha sedimentu aj spoločenstva. Pozorovateľný je nástup chladnomilných prvkov otvorenej krajiny boreoalpínskeho spoločenstva, ako je *Columella columella* (Mart.), *Pupilla muscorum densegyrata* Lžk., *Vallonia tenuilabris* (A. Br.). Júlová paleoteplota klesá až na 15,5 °C, ale fauna má prechodný charakter teplejšej tridensovo-striátovej fauny, ktorá pri priaznivej expozícii na obnažených skalách prežíva aj v klimaticky drsnejších podmienkach s prvkami chladnejšej pupilovo-columelovej fauny. Z flóry je to *Pinus sylvestris* L. (borovica lesná), znášajúca výkyvy teploty aj vlhkosti. Diverzita spoločenstva rastie. Pozorovateľná je existencia tzv. disharmonického spoločenstva (Musil, 1997), ale chronostratigraficky sme ho nepodeliteli. Časovo by mohlo patriť až do obdobia 21 000 BP, keď sa už na iných lokalitách Podunajskej nížiny zachytáva chladná pupilovo-columelová fauna. Vzorky takéhoto charakteru malakofauny klastrová analýza spojila do bloku 2.

V 1. bloku sú vzorky s chladnomilnými spoločenstvami mäkkýšov pupilovo-columelovej fauny s bohatým zastúpením prvkov boreoalpínskych spoločenstiev. Rastie



Obr. 1. Fosílny spermatofyt *Polygonum aviculare* L., lok. Viničné (ihrisko).

Fig. 1. Fossil spermatophyte *Polygonum aviculare* L., loc. Viničné (sportground).

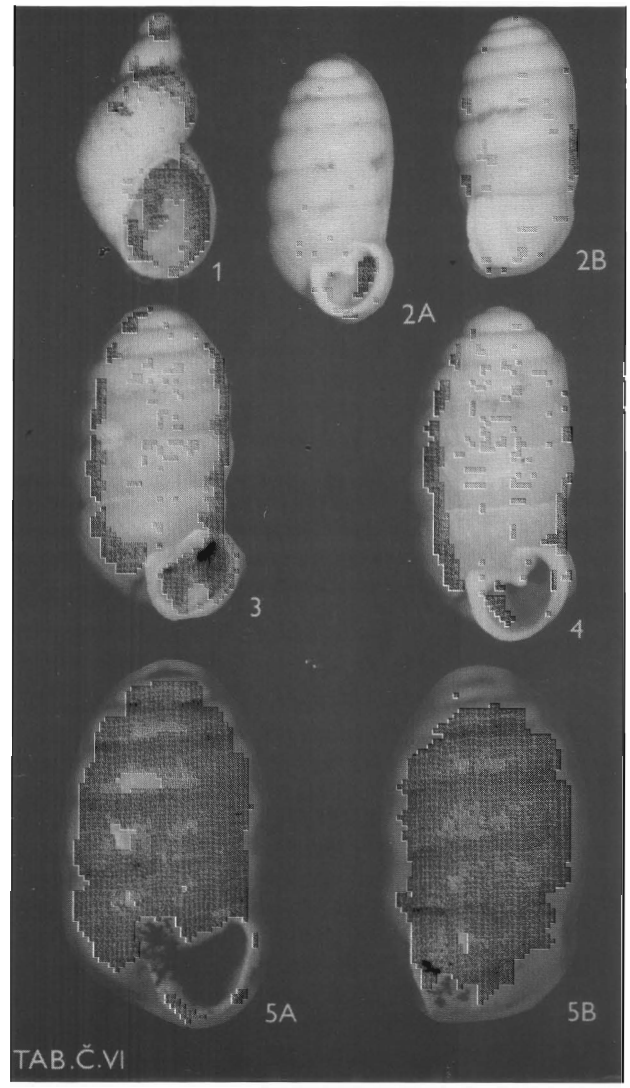
podiel prvkov otvorenej stepi až tundry s poriečnym lesom pri vodných tokoch. Svedčia o tom uhlíky nielen ihličnanov, ale aj listnáčov, napr. brezy z Kaplny. V týchto vzorkách sa často vyskytujú semená bylín. Zistilo sa niekoľko vlhkejších klimatických oscilácií, čo potvrdzuje rastúci počet mezofilných prvkov, napr. *Succinella oblonga* Drap. a *Trichia hispida* L., ale aj vlhkomilná burina a tráva, napr. *Chelidonium majus* a *Chenopodium album*, na viacerých lokalitách pahorkatiny.

Nález stoličky *Microtus oeconomus* dokumentuje aj existenciu plytkých močiarov, ktoré sa tvorili v lete z roztápajúceho sa ľadu a snehu na otvorených priestranstvách a pri riekach. V lete mohli klásť vajíčka aj ulitníky, ktorých fosílnu „škrupinu" v sedimentoch Trnavskej pahorkatiny ojedinele možno nájsť. Ide o spoločenstvá mladšej fázy posledného würmského štadiálu datované na 16 030 ± 80 BP (Poz-6867). Vypočítaná priemerná júlová paleoteplota tohto obdobia je okolo 14,5 °C.

Najmladšie spoločenstvo je opísané z Viničného. Je z chladnej a vlhkej fázy neskorého glaciálu datovaného na 11 510 ± 60 BP (Poz-6866), zodpovedajúceho rozhraniu alleröd – mladý dryas. Tvoria ho prvky pupilovo-kolumelovej fauny so xerotermnými druhmi spolu s prvkami periodickej až tečúcej vody. Sedimenty, z ktorých fauna pochádza, majú znaky splachu a obsahujú závalky tmavohnedého sedimentu so semenami vlhkomilného druhu *Dactylis glomerata* L. (reznačka laločnatá, ekosystém mokrých lúk), *Nymphaeae alba* L. (lekno biele, vodný ekosystém) a *Polygonum aviculare* L. (stavikrv vtáčí, močiarny ekosystém). Priemerná júlová paleoteplota je 14,7 °C. V klastrovej analýze sa vzorky s týmto typom spoločenstva zaraďujú do 4. bloku.

5. blok klastrovej analýzy zhŕňa druhovo aj početne chudobné a teplotne nevyhranené spoločenstvá. Dominujú v nich druhy rodu *Pupilla* a bohatšie je zastúpený prvok vlhších stanovíšť *Succinella oblonga*.

6. blok rovnako ako predchádzajúci zoskupil nešpecifické spoločenstvá teplejšieho charakteru. Obsahujú xerotermné prvky teplejšej fauny a z flóry teplomilný druh *Fagus sylvatica* L. (buk lesný, vlhko a teplomilná vegetácia) a *Lathyrus sphaericus* Retz. (hrachor sférický, teplomilný).



Tab. 1. 1 – *Succinella oblonga elongata* A. Br., výška 5,4 a šírka 2,9 mm. Viničné – výmoľ vz. 2 (1,0–1,95 m). 2a, b – *Pupilla bigranata* (Ross.), výška 4,0 a šírka 1,9 mm. Viničné – výmoľ vz. 2 (1,0–1,95 m). 3 – *Pupilla sterri* (Vth.), výška 3,7 a šírka 1,8 mm. Viničné – výmoľ vz. 2 (1,0–1,95 m). 4 – *Pupilla muscorum* (L.), výška 4,1 a šírka 1,8 mm. Viničné – výmoľ vz. 2 (1,0–1,95 m). 5a, b – *Pupilla loessica* Lžk., výška 3,3 a šírka 1,8 mm. Viničné – výmoľ vz. 2 (1,0–1,95 m).

Tab. 1. 1 – *Succinella oblonga elongata* A. Br. height 5.4 mm and width 2.9 mm. 2a, b – *Pupilla bigranata* (Ross.), height 4.0 mm and width 1.9 mm. 3 – *Pupilla sterri* (Vth.), height 3.7 mm and width 1.8 mm. 4 – *Pupilla muscorum* (L.), height 4.1 mm and width 1.8 mm. 5 – *Pupilla loessica* Lžk., height 3.3 mm and width 1.8 mm. Viničné – washout, sample 2 (1.0–1.95 m).

Literatúra

Musil, R., 1997: Klimatická konfrontace terestrických a marinních pleistocenních sedimentu. *In Dynamika vztahu marinního a kontinentálního prostředí. Brno, GAČR, 93–167*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 335–337

Výskyt obrnených závalkov v recentnom fluviálnom prostredí pri Mrázovciach (východné Slovensko)

JÁN BÓNA, MARTIN KOVÁČIK a JÁN KOBULSKÝ

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika
bona@gssr-ke.sk

The occurrence of armored mud balls in the recent fluvial environment near Mrázovce village (Eastern Slovakia)

Near Mrázovce village we have found the armored mud balls ranging 4–32 cm in the streams alluvium. They were formed from the claystone of Beloveža Formation during the heavy summer rains and following floods. Their origin by deep and lateral erosions is accompanied with both, the increased water velocity and overflow, of the stream. The eroded claystone and mud was transported by high-energy water flow, later they acquired spherical shape and were enveloped by clasts. If the armored mud balls remain uncovered by further sediment, they are weakly resistant against weathering.

Key words: armoured mud balls, Beloveža Formation, Rača Unit, Magura nappe, Western Carpathians

Úvod

Pri geologickom mapovaní v roku 2004 sme v období krátko po búrkach a výdatných dažďoch (29.–30. júla), s ktorými sa spájajú povodne na východnom Slovensku, v náplavoch potokov nachádzali recentné obrnené závalky (obr. 2). Ich odolnosť voči zvetrávaniu sa zdokumentovala v máji 2005.

Obrnené závalky sú opísané z mnohých miest na svete. V zahraničnej literatúre sa zvyčajne označujú anglickým termínom *armored mud balls* (Bell, 1940). Ich genéza sa často spája s rozličným sedimentárnym prostredím, kde sú pozorovateľné ako litifikované vo fosílnej forme alebo ako produkt súčasných sedimentárnych procesov. Všeobecne platí, že ide o primárne prírastkové štruktúry resp. závalky. Ich jadro tvorí íl, bahno alebo hlina, na ktorých plastický povrch sa počas transportu naliepajú klasty (napr. štrk, úlomky hornín, v menšej miere rastlín a schránok živočíchov) a tvoria ochranný obal – „pancier" resp. „brnenie".

Výskyt recentných obrnených závalkov je charakteristický pre pláže (Kugler a Saunders, 1959), intertidálne zóny (Stanley, 1969) a lakustrinné prostredie (Dickas a Lunking, 1968). Z fluviálneho prostredia ich ako produkt prudkých povodní opísal Bell (1940). Našli sa aj v občasných vodných tokoch aridných a semiaridných oblastí (Karcz, 1969; Sholokhov a Tiunov, 2002). Známe sú tiež z recentných tokov, kde sa ich vznik spája s vysokoenergetickými prúdmi pri povodniach (Bałuk a Radwański, 1962; Głazek a Radwański, 1962; Krzysztoń, 1984). O vzniku íloviteých závalkov transportovaných zo svahu pieskovcového lomu má zaujímavú prácu Faimon a Nehyba (2004). Vo fosílnej forme sa opísali aj z hlbokovodných fácií, napr. (Shanmugam, 2002).

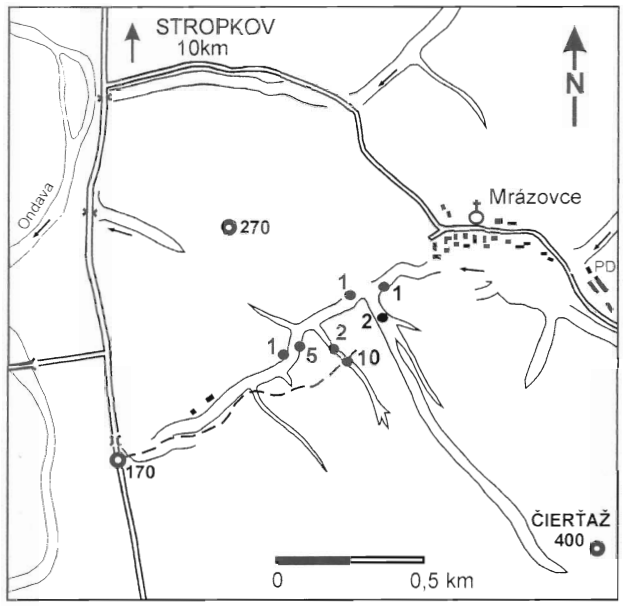
Stručná charakteristika geologických pomerov

Opisovaná lokalita je asi 10 km na J resp. JJV od Stropkova pri Mrázovciach v potoku pretekajúcom južne a jz. od obce a v jeho prítokoch tvorených eróznymi ryhami (obr. 1).

Z geologického hľadiska študované územie patrí do jv., osovej časti antiklinálneho pásma Muchovej hory (Pesl, 1958) račianskej litotektonickej jednotky magurského príkrovu. V antiklinálnom pásme vystupuje spodný oddiel paleogénu v podobe bazálneho zlepencovo-pieskovcového horizontu, ktorý smerom do nadložia pozvoľne prechádza do belovežského súvrstvia s polohami pestrého ílovca spodnoeocénneho veku. Belovežské súvrstvie tu má drobnorytmický vývoj (obr. 5) s charakteristicky rýchlym striedaním tenkých vrstiev jemnozrnného pieskovca a ílovca, pričom ílovec prevláda.

Opis a spôsob vzniku obrnených závalkov

Na lokalite sa našlo 22 obrnených závalkov. Ich distribúciu a početnosť ilustruje obr. 1. Prevažná časť závalkov mala sférický resp. subsférický tvar (obr. 2 a 3) a v menšej miere sa vyskytovali závalky elipsoidálneho tvaru. Boli veľké 4 až 32 cm. Hlavným stavebným materiálom tvoriacim jadro je ílovec resp. plastický íl (obr. 5) charakteristickej červenohnedej a sivomodrej farby, ojedinele



Obr. 1. Situačná mapa študovaného územia znázorňujúca distribúciu a početnosť obrnených závalkov (čierne vyplnené krúžky a k nim priradené čísla).

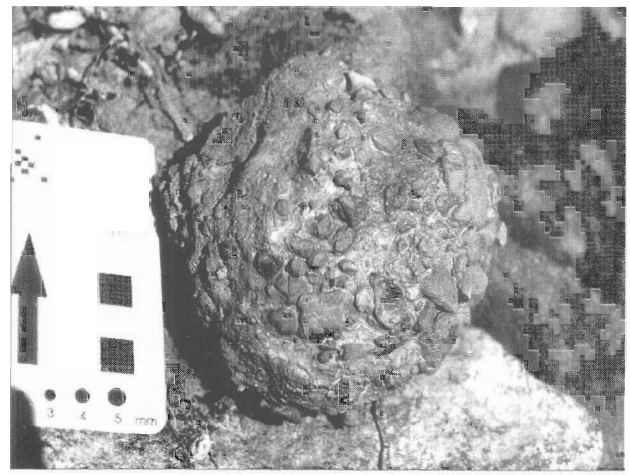
Fig. 1. Location map of studied area depicts distribution and frequency of armored mud balls (black circles and allocated numbers).



Obr. 2. Pohľad na skupinu obrnených závalkov v alúviu zo štrku a kalu. Presnú pozíciu závalkov označujú biele šípky.

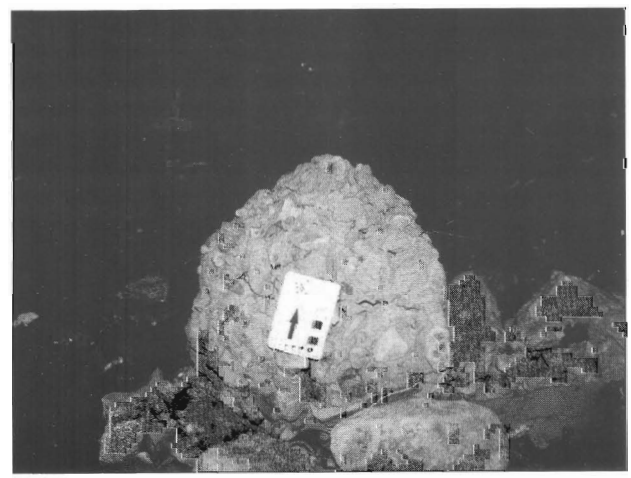
Fig. 2. View on a group of armored mud balls from gravel and mud in alluvium. The precise position of armored mud balls is indicated by white arrows.

zvetraninová hlina okrovej farby. Klasty s pieskovým jadrom sú veľmi zriedkavé. „Brnenie" je zo slabo opracovaného štrku a z úlomkov psamitických hornín (obr. 3, 4 – jemnozrnný muskovitický pieskovec sivej, sivomodrej a hnedožltej farby) belovežských vrstiev a z úlomkov alebo priamo z vyvetraných obliakov z bazálneho pieskovcovo-zlepencového horizontu. Klasty na seba nepriliehajú tesne (obr. 3). V jednom prípade (obr. 4) sme našli aj úlomky dreva a rastlín. Klasty tvoriace pancier boli veľké niekoľko mm a najväčší závalok mal až 11 cm (obr. 4).



Obr. 3. Reprezentatívny obrnený závalok sférického tvaru z plastického pestrého ílu. Klasty tvoriace brnenie nepriliehajú k sebe tesne.

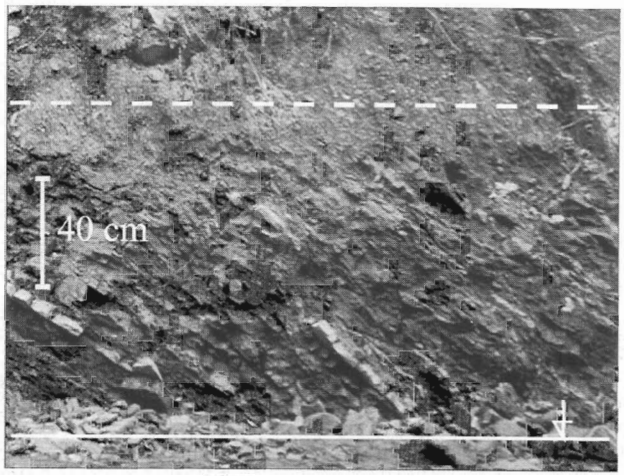
Fig. 3. Representative armored mud ball of spheric shape from plastic variegated clay. The clasts forming an armour are not contacting each other.



Obr. 4. Reprezentatívny obrnený závalok subsférického tvaru z zvetraninovej hliny okrovej farby. Medzi klastmi vidieť aj zvyšky rastlín.

Fig. 4. Representative armored mud ball of sub-spherical shape from weathering loam of ocherous colour. Among clasts also the plant remnants are visible.

Obrnené závalky vznikali pri hĺbkovej a bočnej erózii (obr. 5) ílovitého podložia, ktoré je z charakteristických litotypov belovežského súvrstvia, ich zvetraninového plášťa a delúvia. Zvýšená erózia bola spätá so zvýšeným prietokom a rýchlosťou toku pri výdatných dažďoch a po nich nasledujúcich záplavách. Mobilizáciu íloveových úlomkov kontroluje aj stav ílovitého substrátu. Eróziu íloveа ovplyvňuje jeho vysychanie v suchších obdobiach, keď v kôre tvoriacej sa na ílovitom substráte vzniká sieť povrchových prasklín. Predispozíciou erózie boli zrejme aj puklinové systémy rozrušujúce geologické podložie. Erózne ryhy, v ktorých obrnené závalky vznikali, sú úzke a hlboké, ich povrch relatívne hladký, to predurčilo zvýšenú rýchlosť vodnej masy a tým aj zvýšenú eróziu (napr. McGeary a Plummer, 1992) ílovitého prostredia,



Obr. 5. Pohľad na erodované defilé belovežského súvrstvia v typickom drobnorytmickom vývoji. V nadloží vidno prechod do zvetraninovej hliny. Plná biela čiara v dolnej časti označuje normálny stav vodnej hladiny, čiarkovaná nad ňou stav vodnej hladiny počas záplavy

Fig. 5. Eroded profile through weathered Beloveža Fm. in fine-rhytmic development. The transition to weathered clay is visible in the overlier. The full white line indicates the normal water level, the dashed line indicates the water level during flood.

ktorým voda prúdila. Pri erózii za silného prívalového dažďa (porovnaj rozdiel v stave vodnej hladiny – obr. 5) sa „vytrhávali" kusy plastického ílu a ílovca rozličnej veľkosti z dna alebo brehu, kde je zvetraninová hlina. Pri transporte sa kúsky ílovca a kalu navzájom zliepali, postupne získavali sférický tvar a v ďalších fázach sa na povrch rolujúceho závalku nalepovali pieskovcové obliaky a celý proces sa zavŕšil vytvorením charakteristického „brnenia".

Záver

Zo štúdia vyplýva, že sa závalky tvoria iba pri špecifických podmienkach, ktoré vytvára výdatný letný dážď a s ním späté záplavy. Počas jarného topenia snehu sa závalky neformujú, lebo zvetraný materiál je veľmi zvodnený, nemá správnu konzistenciu a aj prúd vody v potokoch je natoľko slabý, že nedokáže erodovať a potom transportovať materiál, z ktorého by mohli závalky vzniknúť. Poukazuje na to Baluk a Radwański (1962) a v podstate aj Krzysztoń (1984). Úlohu má aj nepriepustné ílovité podložie, ktoré bráni vsakovaniu vody, jej prevažný objem pri väčších zrážkach odvádzajú povrchové toky a to zvyšuje prietok, energiu prúdenia a tým aj schopnosť unášať sedimentárny náklad a potom tvoriť obrnené závalky.

Závalky sú slabo odolné voči zvetrávaniu. Pokiaľ ich rýchlo neprikryje ďalší sediment, čo je v daných podmienkach nepravdepodobné, dlhodobo sa nezachovajú. Deštruuje ich dážď, zamŕzanie a rozmŕzanie v zime resp. skoro na jar. Po závalkoch potom zostávajú charakteristické ploské „kôpky" zo zmesi zvetraného ílu a štrku, ktoré tvorili pancier (c. f. Baluk a Radwański, 1962; Glazek a Radwański, 1962). Úlohu zrejme zohráva aj kontrast medzi zmršťovaním íloviteho jadra a panciera pri vyschýnaní (Bell, 1940).

Záverom možno konštatovať, že sa obrnené závalky formujú v analogických podmienkach, ako uviedol Bell (1940). Glazek a Radwański (1962), ale najmä Baluk a Radwański (1962) a Krzysztoń (1984), ktorí tento zaujímavý recentný jav opísali z prostredia pestrého eocénu a z belovežských vrstiev poľských flyšových Karpát.

Literatúra

Baluk, W., & Radwański, A., 1962: Armored mud balls in streams in the vicinity of Nowy Sącz – Polish Carpathians. *Acta geol. pol., 12, 341–366.*

Bell, H. S., 1940: Armored mud balls: Their origin, properties, and role in sedimentation. *J. Geol., 48, 31.*

Dickas, A. B., & Lunking, W., 1968: The origin and destruction of armored mud balls in a fresh-water lacustrine environment, Lake Superior. *J. sed. Petrology, 38, 1366–1370.*

Faimon, J., & Nehyba, S., 2004: The formation of spherical clay balls on the slopes of sandpit quarry, the Rudice-Seč (Czech Republic). *Catena, 58, 23–40.*

Glazek, J., & Radwański, A., 1962: Armored mud balls in the Podmachocice ravine – Holy Cross Mts., Central Poland. *Acta geol. pol., 12, 367–376.*

Karcz, I., 1969: Mud pebbles in a flash floods environment. *J. sed. Petrology, 39, 333–337.*

Krzysztoń, P., 1984: The occurrence and morphometric characteristics of the armored mud balls from the Biała Dunajcowa and Kamienica Nowojowska streams – Flysch Carpathians. *Stud. geomorphol. carpatho-balcanica (Kraków), 17, 91–110.*

Kugler, H. G., & Saunders, J. B., 1959: Occurrence of armored mud balls in Trinidad, West Indies. *J. Geol., 67, 563–565.*

McGeary, D., & Plummer, Ch. C., 1992: Physical geology: Earth revealed. *Wm. C. Brown Publ., 550.*

Pesl, V., 1958: Předběžná správa o přehledném geologickém mapování mezi Topľou a Oľkou na východním Slovensku. ČND – Průzkum, Hodonín. *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 23.*

Shanmugam, G., 2002: Ten turbidite myths. *Earth Sci. Rev. (Amsterdam), 58, 311–341.*

Sholokhov, V. V., & Tiunov, K. V., 2002: The first finding of armored mud balls in Turkmenistan. Lithol. *Mineral. Res., 37, 92–93.*

Stanley, D. J., 1969: Armored mud balls in the Intertidal environment, Minas Basin, Southeast Canada. *J. Geol., 77, 683–693.*

Zloženie magmatických tavenín a evolúcia mineralizujúcich fluíd Au-Ag-Pb-Zn-Cu ložiska Banská Štiavnica – údaje zo štúdia inklúzií v mineráloch

V. A. KOVALENKER[1], V. B. NAUMOV[2], V. Ju. PROKOFJEV[1] a STANISLAV JELEŇ[3]

[1]Institut geologii rudnych mestoroždenij, petrografii, mineralogii i geochimii RAV, 109017 Moskva, Staromonetnyj per. 35, Russia; vak@igem.ru
[2]Institut geochimii i analitičeskoj chimii im. V. I. Vernadskogo RAV, 119991 GSP-1 Moskva, ul. Kosygina 19, Russia; naumov@geokhi.ru
[3]Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica; Slovenská republika
jelen@savbb.sk

(Doručené 19. 4. 2005)

Composition of magmatic melts and evolution of mineralizing fluids of the Au-Ag-Pb-Zn-Cu deposit Banská Štiavnica: Data from the mineral fluid inclusions study

Silicate melt inclusions in magmatic minerals from Štiavnica-Hodruša ore field were investigated. In silicate melt inclusions in plagioclase of biotite-amphibole andesite (Barlangie quarry) the high content of water (7.1–13.3 hm. %) and chlorine (0.32–0.46 hm. %) were appointed. In primary inclusions in sanidine from rhyolite at Vyhne there were described relatively high content of water (12.0–10.3 hm. %) and chlorine as well as high nitrogen (8.6 g/kg H_2O) and carbon dioxide (59 g/kg H_2O) concentrations in magmatic fluids. The fluid pressure in CO_2 inclusions from plagioclase of basalt from Kalvária was about 5.0 kbar. These data correspond with depth 18 km and indicate the possible deep source of carbon dioxide. The source of chlorine, carbon dioxide and nitrogen could be derived from magmatic rocks. Epithermal precious metal mineralization of Štiavnica-Hodruša ore field was formed during the mixing process of magmatogenous and meteoric waters of heterogenous fluid state.

Key words: Banská Štiavnica, magmatic rocks, silicate melt inclusions, fluid inclusions, precious and base metal mineralization

Komplexné štúdium fluidných uzavrenín umožnilo preskúmať základné parametre a zloženie všetkých typov endogénnych fluíd rozsiahleho fluidno-magmatického systému štiavnicko-hodrušského rudného rajónu. Skúmali sa magmatické fluidá intruzívnej (granodiorit), subvulkanickej (ryolit) aj efuzívnej (andezit) úrovne, postmagmatické hydrotermálne fluidá, ako aj rudotvorné fluidá generujúce rudné žily. Zloženie tavenín tohto systému prešlo evolúciou od stredných do kyslých hornín, pričom sa menil aj fluidný režim.

Silikátová tavenina, z ktorej kryštalizoval kremeň granodioritu, obsahovala 6,3–4,2 hm. % vody a 0,24–0,80 hm. % Cl a zachytila sa pri teplote 750–680 °C a tlaku 3,8–2,9 kbar. Magmatickým fluidom je vysokokoncentrovaná chloridová tavenina – soľanka s koncentráciou solí 80–77 hm. % zachytená pri teplote 640–618 °C a tlaku 4,0–3,6 kbar. Je zrejmé, že fyzikálnochemické parametre zistené výskumom magmatických tavenín aj fluíd odrážajú záverečnú fázu kryštalizácie granodioritovej taveniny, ktorá by pri intrudovaní mala mať vyššie fyzikálnochemické parametre, ako sa stanovili. Pre postmagmatické fluidá v sekundárnych uzavreninách je charakteristický široký interval teploty od 560 do 225 °C, pričom pri jej poklese klesá aj tlak (od 2,9 kbar do 110 barov), aj koncentrácia solí (od 68 do 1,4 hm. %). Rovnaká situácia pri evolúcii postmagmatických fluíd na intruzívnej aj subvulkanickej úrovni signalizuje rovnaký charakter evolúcie hydroteriem v celom rozsiahlom rudotvornom systéme.

Inklúzie silikátovej taveniny (SiO_2 = 71–76 hm. % a K_2O = 3,7–5,1 hm. %) v uzavreninách kremeňa v subvulkanických ryolitoch (extruzívna kupola vo Vyhniach a dajka Klotilda) ukazujú vyššiu teplotu (1050–790 °C), koncentráciu vody (12,0–10,3 hm. %) aj tlak (8,7–2,4 kbar). V primárnych inklúziách kremeňa a sanidínu ryolitu vo Vyhniach sa zistila aj vysoká koncentrácia N_2 (8,6 g/kg H_2O) CO_2 v magmatickom fluide (59 g/kg H_2O). Rtg. spektrálnou mikroanalýzou homogénnych inklúzií taveniny sa stanovil nasledujúci obsah (v hm. %): SiO_2 76,5–75,4, TiO_2 0,07–0,02, Al_2O_3 11,16–10,73, FeO 0,81–0,69, MnO 0,06–0,05, MgO 0,06–0,03, CaO 0,74–0,68, Na_2O 1,63–1,11, K_2O 4,25 a P_2O_5 0,03–0,00. Koncentrácia Cl v tavenine bola 0,28–0,26 a F 0,11–0,10 hm. %. Zloženie základných komponentov skla je blízke zloženiu ryolitu. Magmatické fluidum reprezentuje vodný roztok solí nízkej koncentrácie (3,9–1,7 hm. %) a relatívne vysokej hustoty (0,94–0,69 g/cm^3). Široký interval teploty (587–233 °C), pokles tlaku (od 2,2 do 1,2 kbar) aj koncentrácie solí (od 68 do 1,2 hm. %)

s poklesom teploty sú charakteristické aj pre postmagmatické fluidá zachytené v sekundárnych inklúziách.

Inklúzie silikátovej taveniny (SiO_2 = 65–69 hm. % a K_2O = 5,2–5,6 hm. %) v uzavreninách plagioklasu (An 68–36) v amfibolovo-biotitovom andezite sa zachytili pri teplote 1220–800 °C a tlaku vodného fluida od 17 do 5,6 kbar. Vodné fluidum reprezentuje roztok solí miernej koncentrácie (11,5–0,9 hm. %) a vysokej hustoty (1,08–0,79 g/cm^3). Koncentrácia vody v tavenine dosahuje 13,3–7,1 hm. % a Cl 0,32–0,46 hm. %, pričom v centrálnych častiach uzavrenín je fluidum CO_2 s nízkou hustotou zachytené pri tlaku 1,1–0,44 kbar. Tlak fluíd zistený na základe primárnych uzavrenín CO_2 v inklúziách plagioklasu bazanitu Kalvárie je 5,0 kbar, čo zodpovedá hĺbke 18 km a poukazuje na možný hlbinný zdroj CO_2.

Inklúzie magmatickej etapy v mineráloch efuzívnych hornín zjavne odrážajú staršie pomery jej vývoja, ako sú magmatické inklúzie v kremeni intruzívnych granodioritov, pretože efuzívne horniny ako výsledok oddelenia prchavých komponentov začínajú kryštalizovať pri vyššej teplote ako intruzívne. Magmatickým fluidom v nich je vodný roztok s miernou koncentráciou solí a neskoršieho nízkoteplotného štádia kryštalizácie kremeňa granodioritu chloridová soľanka – tavenina vysokej koncentrácie. Zjavne to súvisí s nahromadením chloridov vo fluidnej fáze pri kryštalizácii granodioritovej taveniny. Vývoj magmatického fluida od zriedeného vodného roztoku po chloridovú soľanku – taveninu sa odráža v zmene zloženia inklúzií magmatického fluida magmatických hornín rôznej hlbinnej úrovne. Pri kryštalizácii intruzívneho telesa granodioritu sa chloridy vo fluidnej fáze akumulovali, až vytvorili chloridovú soľanku – taveninu vysokej hustoty (1,61–1,58 g/cm^3) s koncentráciou solí do 80 hm. % obsahujúcu kovy (nepriehľadné fázy rudných minerálov). Za zdroj takýchto fluíd možno spoľahlivo považovať magmatický kozub.

Postmagmatickú etapu sprevádza zriedovanie vysokokoncentrovanej chloridovej soľanky zriedenými roztokmi. Pri štúdiu sekundárnych inklúzií v kremeni magmatických hornín je pozorovateľný plynulý trend zmien teploty, tlaku aj salinity roztokov od parametrov magmatického fluida až po oblasť formovania sa rudných žíl, ako aj znižovanie koncentrácie solí v postmagmatickom fluide synchrónne s poklesom teploty a so znižovaním tlaku. Tieto parametre klesajú, až kým nedosiahnu hodnoty blízke fluidám formujúcim rudnú mineralizáciu. Roztoky s nízkou koncentráciou solí, zriedujúce magmatické fluidum, mohli mať aj meteorickú povahu. Výsledky štúdia izotopového zloženia H a O zo sľudy okolorudných metasomatitov takýto predpoklad potvrdzujú.

Drahokovová mineralizácia žilného systému Svetozár sa formovala zo zovretých fluíd nízkej salinity (0,3–8,0 hm. % NaCl ekv.) pri teplote 365–160 °C a tlaku 160–60 barov. Au-Ag polymetalická epitermálna žila Terézia, Bieber, Viliam, Špitaler a Rozália sa podobne formovali z heterogénnych fluíd nízkej salinity (0,3–12,1 hm. % NaCl ekv.) pri teplote 380–50 °C a tlaku 240–10 barov. V zložení hydrotermálnych roztokov sa z ich rôznych komponentov zistila prevaha chloridov (prejavila sa aj vyššia koncentrácia F – do 0,45 mol/kg H_2O), ale na vrchných obzoroch podpovrchových častí žíl sa objavuje aj sulfátový typ roztokov. Medzi rozpustenými plynmi v rudotvorných roztokoch prevláda CO_2 (0,1–8,4 mol. %, priemerne 1,3 mol. %) s malou prímesou N (0,00–0,85 mol. %, priemerne 0,05 mol. %), kým metán prakticky chýba (0,00–0,05 mol. %, priemerne 0,004 mol. %).

Sériou dvadsiatich analýz fluidných inklúzií sa laserovou spektrálnou mikroanalýzou overoval výskyt hlavných kovových prvkov (Cu, Pb, Zn, Fe a Ag) v rudotvornom fluide, ktoré je prevažne charakteristické pre polymetalickú mineralizáciu (žila Terézia) a dominantnú Cu mineralizáciu (žila Bieber). V hydrotermálnych roztokoch uzavrenín v mineráloch žily Terézia sa zistila (v g/kg roztoku) Cu (52,4–0,01), Pb (6,0–4,0), Zn (19,4), Fe (53,4–1,4) a Ag (7,6–0,12), kým v rudotvorných fluidách Cu mineralizácie žily Bieber sa podarilo zistiť len koncentráciu Cu (25,2–0,01) a Fe (4,6). Pozoruhodné je, že pri fluidách žily Terézia s poklesom teploty koncentrácia Cu klesá, ale žily Bieber naopak rastie.

Výskumom vodného výluhu metódou ICP MS sa zistila takáto koncentrácia prvkov v roztoku (g/kg vody): Li 1,5–0,04, Be 3,3, Mn 0,17–0,01, Co 0,05–0,001, Ni 0,30–0,003, Cu 1,75–0,003, Ga 0,002–0,0007, Se 0,36, Rb 0,21–0,05, Sr 1,27–0,09, Ag 0,01–0,002, Au 0,28–0,033, Cd 0,007, Cs 0,02–0,003, La 0,004, Ce 0,033, Pr 0,0005, Nd 0,01–0,001, Eu 0,011–0,0002, Tb 0,0018–0,0002, Dy 0,0018–0,0002, Ho 0,0014–0,000004, Er 0,004–0,0017, Yb 0,0078–0,0002 a Pb 0,33–0,02.

Výsledky potvrdzujú predpoklad, že magmatické taveniny mohli byť zdrojom vody, Cl, CO_2 i N. Rudná mineralizácia sa formovala v otvorených puklinách v relatívne malej hĺbke pri zovretí hydrotermálnych roztokov za poklesu teploty a prítoku meteorickej vody. Rudotvorné fluidá obsahovali zvýšenú koncentráciu Au, Ag, Cu, Pb, Zn a radu ďalších prvkov. Epitermálne drahokovovo-polymetalické zrudnenie štiavnicko-hodrušského rudného poľa sa formovalo pri zmiešavaní magmatogénneho fluida so slabomineralizovanou meteorickou vodou na fóne heterogénneho stavu fluíd. Tieto údaje zároveň dokumentujú porovnateľné podmienky formovania sa rúd banskoštiavnického ložiska s podmienkami v takých typických epitermálnych objektov kremenno-adulárovo-sericitového typu, ako je Creed, Tonopah a Colqui (Hayba et al., 1986; Head et al., 1987). Zistené príznaky recyklingu, periodického zovretia, zmiešavania hlbinných relatívne koncentrovaných horúcich fluíd so slabomineralizovanou chladnou meteorickou vodou podpovrchových zón túto analógiu potvrdzujú a poukazujú na to, že banskoštiavnické ložisko podobne ako ďalšie analogické objekty je meteoricko-hydrotermálnym konvektívnym systémom.

Literatúra

Hayba, D. O., Bethke, P. M., Heald, P., & Foley, N., 1985: Geologic, mineralogic and geochemical characteristics of volcanichosted epithermal precious-metal deposits. *Rev. Econ. Geol.*, 2, 129–167

Heald, P., Foley, N. K., & Hayba, D. O., 1987: Comparative anatomy of volcanic – hosted epithermal deposits. Acid sulfate and adularia – sulfate types. *Econ. Geol.*, 82, 26.

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 340–342

Genetic model for the low sulphidation type epithermal systems of the Tokaj Mts., NE-Hungary

FERENC MOLNÁR

Department of Mineralogy, Eötvös Loránd University, 1117 Budapest, Pázmány Péter s. 1/C, Hungary; molnar@abyss.elte.hu

(Received 9. 5. 2005)

Abstract

Low sulphidation type hydrothermal alteration zones in the intermediate-acidic volcanic rocks of Miocene age display different depth of erosion in different parts of the Tokaj Mts. The deepest alteration zones are characterized by adularia-sericite alteration and potential of epithermal gold deposits. Less eroded zones are characterized by acidic steam-heated alteration. Clay and diatomite deposits in hot spring fed lacustrine environments represent distal parts of hydrothermal systems. Locations of hydrothermal zones are controlled by major faults related to the formation of the north-south oriented graben structure of the Tokaj Mts. On the basis of detailed geological, mineralogical, geochemical, fluid inclusion and K-Ar studies a model for hydrothermal systems of the Tokaj Mts. was established. This model can be used for prediction of mineral exploration potential for various parts of the Tokaj Mts.

Key words: epithermal systems, exploration model, Tokaj Mts.

General geology and major structural features of the Tokaj Mts.

The Tokaj Mts. comprise the southern part of the Slanské-Tokaj Unit, a volcanic range situated in a 1.5 to 3 km deep, north-south trending graben-like structure which is about 150 km long and 15 to 20 km wide in northeastern Hungary and eastern Slovakia. It is filled by a Middle-Upper Miocene (Badenian-Sarmatian-Pannonian) subaerial and subaqueous volcanic sequence and sedimentary rocks (Fig. 1). The basement along the central part of the depression is at least at 1500–2000 m depth (Zentai, 1991). The graben is bordered by the north-northeast trending Hernád fault from the west and the northeast-trending Bodrog fault from the east (Pantó, 1968; Gyarmati, 1977). These faults can be related to the Zagreb-Zemplén (Mid-Hungarian) fault system, the northeast striking large scale strike slip fault system of the Pannonian Basin.

The strike-slip movement along the Zagreb-Zemplén fault caused about 300 km north-eastward displacement of crustal units during the Paleogene – Early Miocene. During the Miocene an approximately 30° counter-clockwise rotation also occurred in some regions of the Tokaj Mts. (Balla, 1987; Csontos et al., 1991). The σ_1 direction of the regional stress field changed from north to east after the Badenian in the Pannonian area (Csontos et al., 1991; Csontos et al., 1992). This change was caused by the migration of the Carpathian subduction front from west to east. During this tectonic evolution local pull-apart features may have developed along the regional strike slip faults (Horváth, 1993). Thus the opening of the north-south oriented graben of the Tokaj Mts. appears related to pull-apart extension generated by the large-scale strike slip faulting. The pattern of faults within the graben reflects the change of the regional stress field from north-south to east-west directions. These faults also control location of volcanic and hydrothermal centres within the Tokaj Mts.

Exploration model for the shallow levels of low sulphidation type epithermal systems in the Tokaj Mts.

The Badenian and the succeeding Sarmatian-Pannonian volcanic cycles of the Tokaj Mts. generated low-sulphidation type epithermal systems in which metallic and non-metallic mineral deposits were formed depending on the paleodepth of hydrothermal processes, as well as proximal or distal setting in relation to the major conduits of hot fluids. Because of the different depths of erosion in different parts of the Tokaj Mts., different levels of epithermal environments are exposed.

The hydrothermal alteration zones at Telkibánya, Regéc and north of Sárospatak are characterized by strong potassium anomalies with up to 7–8 wt. % K_2O contents of altered volcanic rocks (Széky-Fux, 1970; Gyarmati, 1977). These hydrothermal zones with quartz veins surrounded by adularia-sericite alteration were the sites of the medieval gold and silver mining at Telkibánya and north of Sárospatak (Fig. 1). These zones represent the most deeply eroded zones of epithermal systems in the Tokaj Mts. and are characterized by boiling of neutral

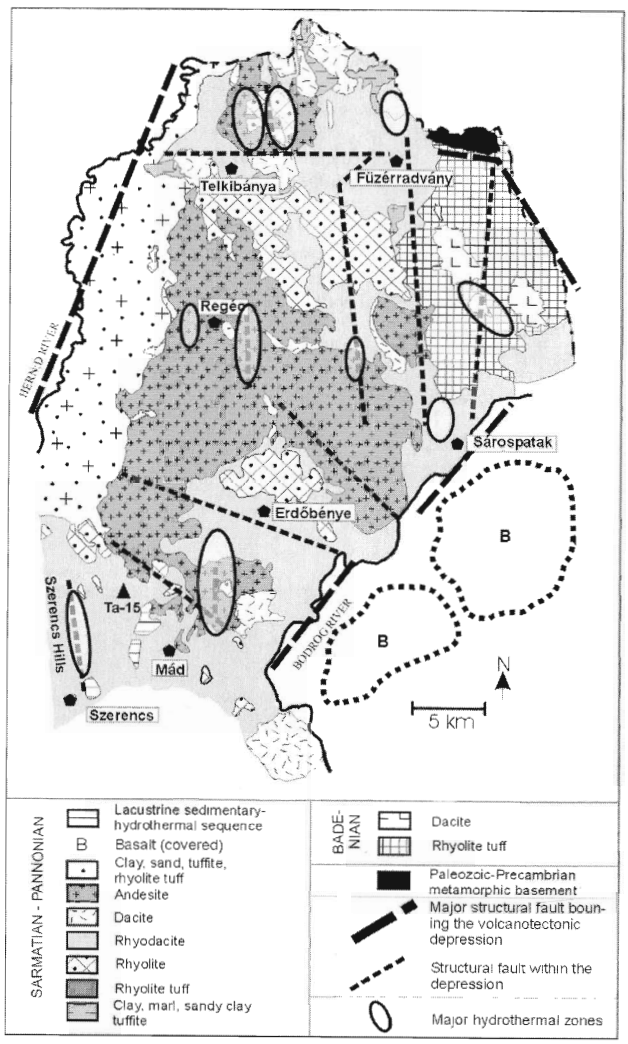


Fig. 1. Simplified geological map of the Tokaj Mts. (after Gyarmati, 1977) with occurrences of major hydrothermal alteration zones.

paleofluids of meteoric origin with temperature above 200 °C at a minimum depth of about 200–300 m. The alunite-kaolinite alteration zones correspond to the low temperature, very shallow steam-heated acidic alteration parts of low sulphidation type epithermal systems in the Mád area and Szerencs Hills, as well as at Sárospatak and in restricted erosional remnants of shallow hydrothermal zones in other areas (Telkibánya, Regéc, Komlóska). The overprinting appearance of acidic steam-heated alteration in adularia-sericite alteration zones suggests syn-hydrothermal tectonism (uplift) in several areas (Telkibánya, Mád). The small basins and their hot spring fed lacustrine environments formed at the late stages of volcanism in several parts of the Tokaj Mts. and they host to diatomite, bentonite, kaolinite and silica accumulations (Erdőbénye, Mád). These lacustrine environments can be interpreted as results of combined distal hydrothermal and sedimentary processes. In general, the more eroded hydrothermal alteration zones in the northern parts of the Tokaj Mts. appear to be slightly older than the less eroded epithermal systems in the southern Tokaj Mts. (12–13 Ma vs. 10–11 Ma; Pécskay and Molnár, 2002).

A generalized model for the hydrothermal systems of the Tokaj Mts. with the occurrences of various types mineral deposits is shown in Fig. 2. This model was established on the basis of detailed geological, mineralogical, geochemical, fluid inclusion and K-Ar studies and can be used in evaluation of mineral exploration potential in various parts of the Tokaj Mts. (Molnár et al., 1999).

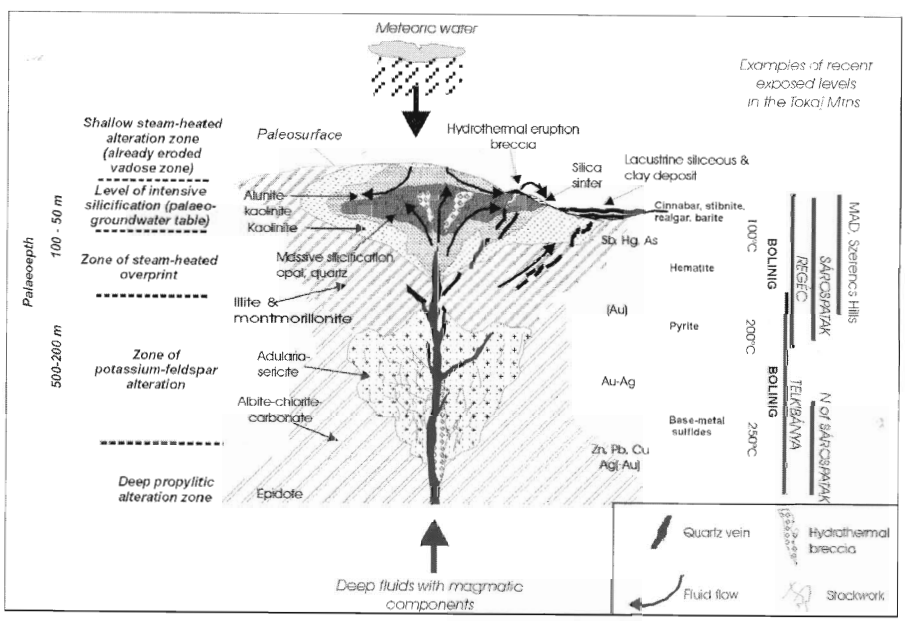


Fig. 2. Genetic model for the low sulphidation type epithermal systems of the Tokaj Mts. NE-Hungary

References

Balla, Z., 1987: Tertiary paleomagnetic data for the Carpatho-Pannonian region in the light of Miocene rotation kinematics. *Tectonophysics, 139, 67–98.*

Csontos, L., Tari, G., Bergerat, F., & Fodor, L., 1991: Evolution of the stress fields in the Carpatho-Pannonian area during the Neogene. *Tectonophysics, 199, 73–91.*

Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F., & Kovác, M., 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: A model. *Tectonophysics, 208, 221–241.*

Gyarmati, P., 1977: Intermediate volcanism in the Tokaj Mts. *Ann. Inst. geol. publ. hung., LVIII, 196.*

Gyarmati, P., Perlaki, E., & Pentelényi, L., 1976: Geological map of the Tokaj Mts., 1 : 50 000. *Geol. Inst. Hungary.*

Horváth, F., 1993, Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian Basin. *Tectonophysics, 226, 333–357.*

Molnár, F., Zelenka, T., Mátyás, E., Pécskay, Z., Bajnócszi, B., Kiss, J., & Horváth, I., 1999: Epithermal mineralization of the Tokaj Mts., Northeast Hungary: Shallow levels of low-sulfidation type systems. *In: F. Molnár, J. Lexa & J. W. Hedenquist (eds.): Epithermal mineralization of the Western Carpathians. Soc. Econ. Geol. Guidebook Series, 31, 109–153.*

Pantó, G., 1968: Structural-volcanological relationship between the Tokaj Mts. and its surroundings. *Ann. report geol. Inst. hung., 1964, 215–225.*

Pécskay, Z., & Molnár, F., 2002: Relationships between volcanism and hydrothermal activity in the Tokaj Mountains, northeast Hungary, based on K-Ar ages. *Geol. Carpath., 53, 303–314.*

Széky-Fux, V., 1970: The Telkibánya mineralization and its Intra-Carpathian connections. *Acad. Press, Budapest, 266.*

Zentai, P., 1991: Programme of the regional geophysical survey in the Zemplén Mts. Unpublished Research Report No. 1187. *Eötvös Loránd Geophysical Institute, Hungary.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 343–345

Vek sideritovo-sulfidickej mineralizácie gemerika: variský alebo alpínsky?

PAVOL GRECULA[1] a MARTIN RADVANEC[2]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika
[2]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Markušovská cesta 1, 052 40 Spišská Nová Ves, Slovenská republika

(Doručené 26. 5. 2005)

Age of vein siderite-sulphide mineralization in Gemericum: Variscan or Alpine?

The Gemericum Unit is abound with siderite-sulphide and quartz-antimonite veins as well as metasomatic mineralization in carbonates. Present location of 1200 steeply dipping hydrothermal veins is a result of regional tectonic evolution and corresponds with the distribution of Variscan metamorphic zones. Siderite-sulphide veins are typically present in low-grade (chlorite zone) sedimentary, volcano-sedimentary, or volcanic Lower Paleozoic rocks. Quartz-antimonite veins are located in higher-grade rocks of biotite zone. Variscan age of the vein mineralization is indicated by geologic, petrologic, isotopic and geochronologic data. Re-juvenation processes of the Alpine age were local and resulting mineralization is economically insignificant.

Key words: Gemericum, veins, siderite-sulphide mineralization, age

Úvod

Vek žilnej sideritovo-sulfidickej a antimonitovej mineralizácie gemerika bol a je častou témou odborných diskusií aj výsostne vedeckých sporov. Náhľady naň občas vychádzali iba z intuície, ale väčšinou z geologických poznatkov získaných pri terénnom výskume, z banských diel a vrtov. Začiatkom druhej polovice 20. stor. mali pri zisťovaní veku mineralizácie gemerika významnú úlohu geochronologické dáta zistené K/Ar metódou zo vzoriek granitu. V ostatnom desaťročí sa modernými geochronologickými a izotopovými metódami, ako aj výskumom fluidných inklúzií popri nových geologických poznatkoch získali aj nové údaje, ktoré pri dotváraní genetickej interpretácie tejto mineralizácie veľmi pomohli.

Prehľad názorov

Tvorba sideritovo-sulfidických žíl gemerika sa tradične interpretovala vo vzťahu k magmatogénnym horninám vyskytujúcim sa v ich susedstve. Prvé úvahy o vzniku hydrotermálnych fluíd v sz. časti gemerika sú z 20. stor. Voit (1901) a Uhlig (1903) predpokladali genetické vzťahy medzi sideritovo-sulfidickými žilami a bázickými intruzívnymi horninami v okolí Dobšinej. Schafarzik (1905) považoval za zdroj kovov v žilách postvulkanické procesy vzťahujúce sa na erupcie kremenných porfýrov. Böckh (1905) zdôraznil, že sa žily geneticky viažu na bázické intruzíva aj na granity. Podľa Woldřicha (1913) sú hydrotermálne rudy v okolí Dobšinej derivované z dioritu alebo zo „zelenokameňov" a vznikli v spodnom karbóne, lebo množstvo tektonických dislokácií v nich je vrchnokarbónskeho veku. Kochov (1904) náhľad bol výsledkom jeho skúseností z rudobánskej ložiskovej oblasti (Maďarsko) a genézu žíl dával do súvislosti s kenozoickým vulkanizmom, lebo iné magmatogénne telesá v tejto oblasti neboli známe. Ďalšia skupina autorov pokladala za hlavný zdroj kovov granitovú magmu. Časť bádateľov uvádzala paleozoický (Kettner, 1921; Hynie, 1922, a i.), iná mezozoický alebo terciérny (Schönenberg, 1949) vek mineralizácie.

Pozornosť alpínskym regionálnometamorfným procesom ako zdroju sideritovo-sulfidickej mineralizácie v Nízkych Tatrách venoval Zoubek (1936). Aplikoval Schneiderhöhnovu teóriu, ktorá odzrkadľovala podobné procesy vo Východných Alpách. Zoubek (l. c.) predpokladal, že sa niektoré komponenty sideritových žíl mohli derivovať zo susedných hornín, kým sulfidy majú hlboký, no nie nevyhnutne magmatický zdroj. Máška (1957) definoval strednokriedovú metalogenetickú epochu a rozdelil ju na tri subepochy, z ktorých každá sa vyznačovala charakteristickým tektonickým štýlom a špecifickým vzťahom k veľkému hypotetickému hĺbkovému telesu kriedového granitu. Máška (l. c.) Schneiderhöhnovu teóriu o regenerácii rudných ložísk gemerika odmietol.

Rad autorov predpokladal alpínsky vek sideritovo-sulfidickej mineralizácie a najdôležitejšiu úlohu pripisoval alpínskemu granitovému magmatizmu ako zdroju rudonosných fluíd, a to najmä po Kantorovom (Kantor, 1957) zistení kriedového veku gemerického granitu (Varček,

1957, 1962, 1985; Hanuš, 1959, 1960; Bernard, 1961, 1963; Rozložník, 1965, a i.; detailný zoznam publikovaných výsledkov uvádza Grecula et al., 1995). Podľa Varčeka (1985) sú metalogenetické procesy neoddeliteľnou „organickou" časťou alpínskej orogénnej epochy v centrálnych Západných Karpatoch. Autor (l. c.) zdôraznil aj podobnosť vertikálnej zonality v mnohých sideritovo-sulfidických žilách (pozri aj Varček, 1962; Bernard, 1963).

Veľa genetických úvah sa spájalo so zistením drobnotektonického porušenia mineralizácie žíl a s predpokladanou vyššieteplotnou kremenno-turmalínovou periódou medzi sideritovo-baritovým a mladším kremenno-sulfidickým mineralizačným štádiom. Medzi obidvoma štádiami sa predpokladala intrúzia gemerických granitov (Varček, 1979).

Novým vstupom do diskusie o veku a genéze mineralizácie bolo zistenie permského veku gemerických granitov (290 ± 40 až 220 ± 32 Ma) Rb/Sr (Kovách et al., 1979, 1986) a K/Ar medódou (Kantor a Rybár, 1979). Myšlienky o vzťahu sideritovo-sulfidickej mineralizácie k rozšírenému variskému granitovému plutonizmu prezentoval Ilavský et al. (1977) a Ilavský a Pouba (1986). Rozložník (1989) uvažoval, že nové geochronologické dáta o vrchnopaleozoickom veku granitov nemusia byť argumentmi v neprospech vrchnokriedovému až spodnoeocénnemu veku sideritovej mineralizácie, lebo jej vek je zreteľne postgranitový. Miesto toho (l. c.) vytvoril model, podľa ktorého hydrotermálne fluidá, ktoré vytvorili sideritovú, ankeritovú a magnezitovú mineralizáciu (vrátane sulfidického štádia), generoval hypotetický hlboko uložený zdroj bázického zloženia, ktorý podstiela celé územie centrálnych Západných Karpát. Dôležitosť paleozoických ultrabázických hornín ako zdroja rudných komponentov zdôraznil aj Hovorka a Ivan (1980).

Grecula (1982) opísal vzťahy medzi metamorfnou zonálnosťou, priestorovou distribúciou žíl a ich minerálnym zložením a na tomto základe vytvoril genetický model žilnej mineralizácie gemerika. Podľa neho sa sideritovo-sulfidické žily najčastejšie vyskytujú v prechodnej zóne medzi amfibolitovou fáciou a fáciou zelených bridlíc a ich najväčšia koncentrácia sa našla v horninách fácie zelených bridlíc. Toto zistenie spolu s korešpondujúcim petrografickým a izotopovým štúdiom viedlo k spresneniu metamorfno-hydrotermálneho modelu generovania sideritovo-sulfidických žíl gemerika a ich variského veku (Radvanec, 1988, 1989, 1992, 1994; Radvanec et al., 2004; Grecula et al., 1989, 1995; Žák et al., 1991, 2005), ale zároveň zdôraznilo aj úlohu alpínskych tektonických a metamorfných procesov, ktoré spôsobili lokálnu rejuvenizáciu a generovanie ekonomicky nevýznamných krátkych žiliek a šošoviek resp. tzv. priečnych žíl (Rudňany). V súvislosti s variským geotektonickým vývojom gemerika permský vek mineralizácie dokumentuje aj Németh (2002) a najsilnejšiu metamorfózu interpretuje práve v bazálnej časti stĺpca spodnopaleozoických hornín so zachovanou pôvodnou litostratigrafiou (betliarske súvrstvie a spodný pestrý vulkanický horizont) ako výsledok zdroja konvekčného tepla lineárneho priebehu (horúca línia).

Na základe údajov zo štúdia fluidných inklúzií zo vzoriek sideritu z Rudnian Hurai et al. (2002) vyslovil názor o triasovom až strednojurskom veku žilnej sideritovej mineralizácie gemerika. Jej alpínsky vek prezentuje aj Lexa et al. (2004) v metalogenetickej mape Západných Karpát neberúc do úvahy nové poznatky a údaje o tejto problematike.

Dôvody pre interpretáciu veku žilnej mineralizácie gemerika

Pri stanovovaní veku sideritovo-sulfidickej žilnej mineralizácie sme použili najmä nasledujúce zistenia a údaje:

– Sideritovo-sulfidické žily kontinuálne penetrujú spodnopaleozoické, karbónske a spodné časti permských sekvencií variskej tektonickej stavby, na ktorej v diskordantnom primárnom alebo tektonickom vzťahu ležia triasové komplexy s povrchovým tektonickým štýlom (napr. lokalita Folkmárska skala) bez významnejších prejavov žilnej mineralizácie (Grecula et al., 1995; Németh, 1996).

– Na viacerých miestach sa zistilo, že sa najvrchnejšie časti rudných žíl končia, resp. prechádzajú do stratiformného typu zrudnenia. Napr. najvrchnejšia časť žily Droždiak v Rudňanoch sa svojou východnou časťou končí v stratiformnej baritovej polohe konformnej s permskými sedimentmi (Grecula a Jančura, v tlači) a sideritová žila lokality Folkmár prechádza do hematitovej polohy v permských sedimentoch (Kubišta, 1952; Ilavský in Slávik et al., 1967). Z uvedeného vychodí, že hlavné mineralizačné štádium variského orogénu bolo po sedimentácii karbónskych a spodnopermských sekvencií a pred začiatkom alpínskeho evolučného cyklu a reprezentujú ho rudné žily uložené v horninách tak staršieho, ako aj mladšieho paleozoika.

Priečne kremenno-ankeritovo-kalcitové žily na žilnom systéme Zlatník v Rudňanoch sú zreteľne mladšie ako hlavný žilný systém, majú iné minerálne zloženie, krátky smerný aj hĺbkový dosah (Hudáček a Rychnavský, 1983 in Grecula et al., 1995) a ležia v regionálnej strižnej zóne alpínskeho veku. Podobne aj krátke rudné žilky v triasovom vápenci na viacerých miestach severného gemerika (Slovinky, Stratená a Biele Vody), ale aj v alpínskych strižných zónach prebiehajúcich v paleozoických komplexoch sú späté s alpínskymi tektonickometamorfnými procesmi, a teda sú povariské. Ich počet a množstvo rudného obsahu je iba zlomkom percenta v porovnaní s hlavnou, variskou mineralizáciou.

– Priamy vzťah medzi variskou metamorfnou zonálnosťou, priestorovým a minerálnym obsahom sideritovo-sulfidických a sulfidických žíl vo variských tektonických jednotkách je odvodený od ich rozdielnej litologickej náplne (Radvanec, 1987). Hranice regionálnych variských násunov – príkrovov sú aj hranicami rozličných typov ložísk a minerálnych asociácií (rakovecký príkrov Fe-Ba, kojšovský Cu-Fe, Sn-W, mníšanský Fe-Cu a Cu-Pb-Zn, prakovský Fe ± Cu, humelský Sb-Ag-Au, jedľovecký Fe-Cu a medzevský Fe mineralizácia).

– Variský vek gemerických granitov okrem už spomenutých geochronologických údajov potvrdzuje aj ich nové

datovanie metódou chemickej izochróny monazitu 276 ± 13 Ma – 263 ± 28 Ma (Finger a Broska, 1999; Finger et al., 2003). Permský vek kryštalizácie (303–241 Ma) väčšiny výskytov tohto granitu potvrdzuje aj U-Pb datovanie jednotlivých zŕn zirkónu (Poller et al., 2001).

– Permský vek Mo mineralizácie priamo spätej s hnileckým granitom sa zistil datovaním molybdenitu (262 ± 0,9 Ma) z hnileckého ložiska metódou Re-Os (Kohút a Stein, v tlači). Skúmané zrná molybdenitu, ktoré odobral Radvanec, sú uzavreté v ankerite v glaukoniticko-fengitickej bridlici (jadrá zŕn bielej sľudy sú z glaukonitického nízkostupňového muskovitu a obaleného fengitom a potom muskovitom) v exokontakte granitového telesa. Datovaná molybdenitová mineralizácia je navyše v priamom vzťahu k nasledujúcej Fe karbonátovej metasomatóze (ankerit a siderit) identickej so sukcesiou a s chemizmom Fe metasomatickými procesmi na stratiformnom ložisku Mano v Nižnej Slanej (Radvanec et al., 2004).

– Intenzita alpínskych metamorfných procesov v Západných Karpatoch dosiahla maximálne podmienky variskej metamorfózy (Faryad, 1986, 1991; Radvanec, 1994), minerálne asociácie vzniknuvšie vo variskom orogéne zostali stabilné počas alpínskeho prevažne kompresného režimu, čo odzrkadľuje aj izotopový pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$, a preto alpínsky orogén neprodukoval takú fluidnú fázu, ktorá by mohla byť zdrojom významnejšej sideritovej mineralizácie porovnateľnej s variskou. Jej produktom sú krátke puklinové žily, žilky a šošovky v paleozoických aj triasových komplexoch alebo typ priečnych kalcitových žíl ± ankerit, celestín, stroncianit, galenit a iné sulfidy, aké sú napr. v oblasti Rudnian. Hodnoty izotopického pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,721757 ± 0,000013; 0,721893 ± 0,000012 a 0,718536 ± 0,000046) získané z celestínu a stroncianitu, reprezentujúcich posledné štádium sideritovo-sulfidickej mineralizácie, sú oveľa vyššie ako z baritu patriaceho do hlavnej mineralizačnej etapy. Izotopické údaje Sr interpretujeme ako produkt posledného hydrotermálneho štádia alpínskej metamorfózy M2 a údaje z baritu pokladáme za odraz variskej metamorfnej udalosti M1 (Radvanec et al., 2004). Izotopový pomer Pb z galenitu ($^{206}Pb/^{204}Pb$ 18,60–19,03) korešponduje s rozsahom modelovej kalkulácie alpínskeho veku a podporuje interpretáciu, podľa ktorej bola variská sideritovo-sulfidická mineralizácia lokálne alpínsky rejuvenizovaná, čo potvrdzujú aj mladšie žilky s galenitom presekávajúce staršie (Radvanec et al., 2004).

Záver

Uvedené geologické, ako aj petrologické a izotopové dáta dokumentujú generovanie rudných fluíd vo variskom aj v alpínskom orogéne. Podstatný rozdiel je v ich intenzite, kvalitatívnom zložení a v kvantite. Variská sideritovo-sulfidická mineralizačná etapa v gemeriku produkovala ekonomicky významné rudné akumulácie, kým alpínsky zrudňovací proces sa prejavil iba lokálnou rejuvenizáciou variskej mineralizácie a tvorbou ekonomicky nezaujímavej puklinovej koncentrácie s kremeňom, kalcitom, ankeritom a miestami so sulfidmi.

Literatúra

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

Faryad, S. W., 1991: Metamorfóza sedimentov staršieho paleozoika gemerika. *Mineralia Slov., 4, 315–324.*

Finger, F., & Broska, I., 1999: The Gemeric S-type granites in south-eastern Slovakia. Late Paleozoic or Alpine inrusion? Evidence from electron-microprobe dating of monazite. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 79, 439–443.*

Finger, F., Broska, I., Haunschmid, B., Hraško, L., Kohút, M., Krenn, E., Petrík, I., Riegel, G. & Uher, P., 2003: Electron-microprobe dating of monazite from Western Carpathian basement granitoids: Plutonic evidence for an important Permian rifting event subsequent to Variscan crustal anatexis. *Int. J. Earth Sci., 92, 86–98.*

Grecula, P., Abonyi, A., Abonyiová, M., Antaš, J., Bartalský, B., Bartalský, J., Dianiška, I., Drnzík, E., Ďuda, R., Gargulák, M., Gazdačko, Ľ., Hudáček, J., Kobulský, J., Lörinz, L., Macko, J., Návesňák, D., Németh, Z., Novotný, L., Radvanec, M., Rojkovič, I., Rozložník, O., Varček, C., & Zlocha, J., 1995: Mineral deposit of the Slovak Ore Mountains. *Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, 834.*

Grecula, P., & Jančura, M. (v tlači): Kontinuálny prechod žilnej do stratiformnej Ba mineralizácie v oblasti žily Zlatník – Rudňany. *Mineralia Slov.*

Hurai, V., Harčová, E., Huraiová, M., Ozdín, D., Prochaska, W., & Wiegerová, V., 2002: Origin of siderite vein in the Western Carpathians I. P-T-X $\delta^{13}C - \delta^{18}O$ relationship in ore-forming brines of the Rudňany deposits. *Ore Geology Review, 21, 67–101.*

Kubišta, J., 1952. Predbežná správa z podrobného prieskumu železo rudného ložiska na Folkmárskej skale. *MS-GP*

Kohút, M., & Stein, H. J., 2005 (v tlači): Re-Os molybdenite dating of granite-related mineralization from Hnilec, Gemeric Superunit, Slovakia. *J. Miner. Petrol.*

Lexa, J., ed., 2004: Metalogenetická mapa Slovenskej republiky. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Németh, Z., 1996: Prvé zistenie príkrovu Bôrky vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia Slov., 3, 175–184.*

Németh, Z., 2002: Variscan suture zone in Gemericum: Contribution to reconstruction of geodynamic evolution and metallogenetic events of the Inner Western Carpathians. *Slov. geol. mag., 8, 3–4, 247–257.*

Poller, U., Uher, P., Janák, M., Plašienka, D., & Kohút, M., 2001: Late Cretaceous age of the Rochovce granite, Western Carpathians, constrained by U-Pb single-zircon dating in combination with cathodoluminiscence imaging. *Geol. Carpath., 52, 41–47.*

Radvanec, M., 1987: Generovanie rudných fluíd v procese progresívnej regionálnej metamorfózy. *Mineralia Slov., 6, 561–573.*

Radvanec, M., 1994: Petrológia rulovo-amfibolitového komplexu gemerika na severnom okraji rudnianskeho rudného rajónu. Prvá časť: P-T-x podmienky a zóny metamorfózy. *Mineralia Slov., 4, 223–238.*

Radvanec, M., 1994: Petrológia rulovo-amfibolitového komplexu gemerika na severnom okraji rudnianskeho rudného rajónu. Časť druhá: Postupnosť kryštalizácie minerálov v granite po lokálnom parciálnom tavení metasemipelitu v biotitovej zóne regionálnej metamorfózy (P = 3,5 kbar). *Mineralia Slov., 4, 239–249.*

Slávik, J., ed., 1967: Nerastné suroviny Slovenska. *ÚÚG, Aktuality Geol. Průz., 511.*

Žák, K., Radvanec, M., & Grecula, P., 2005: Siderite mineralization of the Gemericum Superunit (Western Carpathians, Slovakia): Review and revised genetic model. *Ore Geology reviews, 24, 267–298 – a reply. Ore geology reviews, 26, 173–180.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 346–348

Vývoj mineralógie Slovenska

RUDOLF ĎUĎA

Východoslovenské múzeum, Hviezdoslavova 3, 041 36 Košice, Slovenská republika

(Doručené 6. 5. 2005)

Evolution of Slovakian mineralogy

First literary data about minerals in Slovakia are dated back to 16th and 17th centuries. The development of mineralogy was significantly influenced by extended mining activities in Slovakia as well as by establishing of Mining academy in Banská Štiavnica. The minerals from Slovakia were already at that time very popular among the European collectors. Beginning with the first summarizing mineralogical study by Zipser from 1817 till recent the number of described minerals has increased from app. 80 to 700. Until now 16 mineral prime-descriptions come from Slovakian localities. Many of them were later discredited, but in literature they are mentioned till recent.

Key words: history, mineralogy, typical minerals of Slovakia, localities

Slovensko malo významné postavenie už od prvopočiatkov vývoja mineralógie ako vednej disciplíny. Mnohé minerály, ktoré majú svoje historické pomenovanie už od čias Agricolu (1556), sú z Banskej Štiavnice, Pukanca, Smolníka, Španej Doliny a pod. Koncom 18. stor. sa zistil Ti v minerály z okolia Revúcej (Klaproth, 1795). Najprv sa volal bazaltový rubín (Born, 1772) a neskôr (v roku 1803) mu Werner dal názov rutil. Stručné informácie o slovenských mineráloch sú aj v cestopise anglického bádateľa Browna (1677), v štúdiách nemeckého polyhistora Brückmanna (1727), talianskeho prírodovedca Marsigliho (1762), Borna (1772), Scopoliho (1772) a i. Prvý ucelenejší prehľad o mineráloch zo slovenských lokalít sú v monografiách Zipsera (1817), ktorý ich spomína okolo 80. Neskoršie zmienky sú od Jonáša (1820), Leonharda (1843), Zepharovicha (1859, 1873 a 1893), Tótha (1882), Hauera a Foetterleho (1855), Cottu a Fellenberga (1862). Ložiskami Fe rudy na Slovensku sa zaoberal Papp (1915). Začiatkom a koncom 19. stor. sa zo slovenských lokalít prvý raz na svete opísal euchroit, romboklas, tetradymit, hauerit, evansit, kornelit a cohenit. V tom čase na Slovensku pracoval rad popredných európskych geológov a mineralógov. Významné sú práce Haidingera (1795–1871), Wehrleho (1793–1835), Hauera (1822–1899), Esmarcha (1763–1839), Fichtela (1723–1795), Schafarzika (1854–1927), Beudanta (1787–1852), Szabóa (1822–1894), Zimániho (1862–1941), Melcera (1869–1907), Toborffyho (1882–1927), Liskaia (1843–1889), Schmidta (1855–1904) a i.

Aj v 20. a 21. stor. sa zo Slovenska opísalo niekoľko nových minerálov – schafarzikit, mrázekit, hodrušit, teluronevskit a vihorlatit.

Mineralogickými ložiskami sa zaoberalo mnoho českých a slovenských geológov a mineralógov. Známe sú práce od Ulricha, Koktu, Nováčka, F. Slavíka, Kuthana, Koutka, Grenára, Poláka, Nováka, Šaláta, Lukáča, neskôr aj Varčeka, Halahyjovej-Andrusovovej, Koděru, Haka, Bernarda, Trdličku, Ptáka, Kantora, Lázničku, Johana, Čecha, od strednej generácie – Šamajovej, Rojkoviča, Krištína, Hábera, Makovického, Hurného, Chovana, Kašpara – a od najmladšej, súčasnej generácie – Ozdína, Uhera, Majzlána, Pršeka, Bakoša, Brosku, Jeleňa, Mikuša a i.

Mineralogické poznatky zo Slovenska koncom 20. stor. zhrnulo komplexné dielo *Topografická mineralógia Slovenska* (Koděra et al., 1989–1990), zamerané na topomineralogický prehľad podľa lokalít. Monotematické mineralogické práce sú od Bernarda et al. (1981), Herčka (1984), Ďuďu a Slivku (1982, dva diely) a najnovšie je komplexné mineralogické spracovanie celých Karpát od autorského kolektívu (Udubasha, Ďuďa, Szakall, Kvasnitsa, Kosowska a Novák, 2002).

Vyše 300-ročný vývoj mineralógie na Slovensku zhŕňame v encyklopédii minerálov Slovenska (priebežne publikovanej v Natura Carpatica). V súčasnosti je zo Slovenska známych vyše 700 minerálnych druhov a okolo 100 ich rozličných synoným, odrôd, variet a zastaraných pomenovaní minerálov. Vývoj poznávania minerálov od prvých písomných údajov Zipsera z roku 1817 až po posledné hodnotenie v monografii Szakalla et al. (2002) je v tabuľke.

	Zipser (1817)	Zepharovich (1859, 1873 a 1893)	Koděra et al. (1982)	Szakall et al. (2002)
Prvky	8	10	19	26
Sulfidy etc.	18	36	94	175
Halogenidy	2	2	7	11
Oxidy a hydroxidy	10	27	63	94
Sulfáty etc.	8	19	52	69
Fosfáty etc.	5	17	41	69
Silikáty	21	49	129	180
Organické minerály	0	0	4	5
Spolu	82	173	432	661

V súčasnosti zo Slovenska poznáme 16 prvoopisov minerálov a ďalšie sú v štádiu schvaľovania medzinárodnou komisiou (zlataidkait a gelnicait) alebo sú schválené komisiou IMA, ale doteraz nepublikované (vihorlatit 88-047).

Prehľad prvoopisov

RUTIL – Revúca (Born, 1772), opísaný pôvodne ako „bazaltový rubín", neskôr, v roku 1803, ho Werner nazval rutil.

EUCHROIT – Ľubietová-Svätoduška (Breithaupt, 1823)

LIBETHENIT – Ľubietová-Podlipa (Breithaupt, 1823)

TETRADYMIT – Župkov (Haidinger, 1831)

HAUERIT – Vígľašská Huta-Kalinka (Haidinger, 1847)

SCHREIBERSIT – Oravská Magura (Haidinger, 1847)

EVANSIT – Sirk – Železník (Forbes, 1864)

COHENIT – Oravská Magura (Weinschenk, 1889)

ROMBOKLAS – Smolník (Krenner, 1891)

SZOMOLNOKIT – Smolník (Krenner, 1891)

VASHEGYIT – Sirk – Železník (Zimáni, 1910)

SCHAFARZIKIT – Pernek (Krenner, 1915)

KORNELIT – Smolník (Zimáni, 1926)

HODRUŠIT – Hodruša (Koděra et al., 1971)

MRAZEKIT – Ľubietová-Rainera (Řidkošil et al., 1992)

TELURONEVSKIT – Poruba pod Vihorlatom (Řidkošil et al., 2001)

Medzi minerály prvý raz opísané zo Slovenska patril *herrengrundit* (Herrengrund – nemecký názov Spanej Doliny). Už v roku 1897 ho opísal Brezina a neskôr, v roku 1940, Meixner zistil, že je zložením totožný so skôr opísaným devillínom. Podobný osud mal aj *dillnit* (Dilln – nemecký názov Banskej Belej), ktorý opísal Haidinger v roku 1844. Neskôr sa zistilo, že ide iba o zunyit s vyšším obsahom F. *Dobschauit*, ktorý z Dobšinej opísal Dan (1868; Dobschau – nemecký názov Dobšinej), sa stotožnil s gersdorffitom. *Agnolit* z Hodruše opísal Breusing (1900), neskôr sa stotožnil s inezitom, *fauserit* z Hodruše (Breithaupt, 1865) je Mn epsomit, *kašparit* z Dubníka (Kašpar, 1956) Co pickeringit, *jánošit* zo Sirka – Železníka (Böckh a Emszt, 1905) copiapit a *pettkoit* z Kremnice (Paulíny, 1867) sa stotožnil s voltaitom.

Slovensko bolo aj významným zdrojom nerastných surovín. Malo (a má) veľa ložísk a výskytov nerastných surovín. Niektoré lokality sú významné aj nálezmi pekných kryštálov a kryštálových drúz minerálov, ktoré sú ozdobou európskych aj svetových múzeí, ako aj mnohých súkromných zbierok.

O minerály zo slovenských lokalít bol záujem už v stredoveku (Herčko, 1984). Začiatkom 17. stor. prípisom požiadal mestských radných v Banskej Štiavnici a Kremnici o zaslanie pekných vzoriek cisár Rudolf II. Jednu z najväčších zbierok v Uhorsku mal v tom čase kežmarský rodák a „fyzikus" Kristián Augustín Hortis (1598–1650) a pre ruského cára Petra Veľkého pripravil zbierku zo slovenských lokalít Ján Maleter zo Spišskej Novej Vsi. Anglický cestovateľ Brown už v roku 1672 napísal, že zber minerálov je medzi baníkmi v Banskej Štiavnici a Kremnici veľmi rozšírený. V roku 1840 sa v Banskej akadémii v Banskej Štiavnici vyčlenila mineralógia ako samostatný študijný odbor. Slovenské bane v tom čase (aj neskôr) produkovali veľa minerálov zbierkovej kvality. Patrili medzi ne aj svetoznáme slniečkovité drúzy kermezitu (veľké až 5 cm) z Pezinka, drúzy prizmatických kryštálov antimonitu (dlhé do 10 cm) a pekné vzorky zlata z Kremnice a aragonitových kryštálov z Podrečian (dlhé až 20 cm) aj z Konrádoviec (veľké do 12 cm), bohaté vzorky s Ag minerálmi (pyrargyrit, polybázit, stefanit, argentit, rýdze Ag) z Banskej Štiavnice a Hodruše, veľké drúzy romboedrických kryštálov sideritu (kryštály veľké do 5 cm) z Rožňavy, Mlynkov, v menšom množstve z Rudnian, pekné svetlohnedé až sivobiele romboédre ankeritu z Mlynkov a Gelnice. Vo vrchnej časti magnezitového telesa v Košiciach-Bankove sa vyskytovali dendritické agregáty rýdzej Cu a azda jediné na svete makroskopické tabuľkovité kryštály (veľké do 1 cm) vzácneho skinneritu. Pekné vzorky rýdzej Cu boli aj v Smolníku a Nandraži. V Nižnej Slanej sa v metasomatických šošovkách sideritu s kremenno-sulfidickými žilami vzácne nachádzali až 50 cm dlhé ihličkovité agregáty jamesonitu. Medzi hodnotné minerály sa zaraďujú aj niektoré bohaté nátekovité formy pseudomalachitu z Ľubietovej. V Jakloviciach sa v serpentinite našli snehovobiele slniečkovité agregáty (do 1 cm) pomerne vzácneho hydromagnezitu. Veľmi známe sú nálezy holubníkového kremeňa a ametystu (zo žily Terézia) z lomu Šobov pri Banskej Štiavnici (našli sa až 15 cm kryštály). Banská Štiavnica poskytla aj veľmi pekné drúzy galenitu, sfaleritu, chalkopyritu, pyritu, často v asociácii s baritom a sadrovcom. Zberatelia veľmi vyhľadávali pentagonálne až dodekaedrické kryštály pyritu z mastenca lokality Hnúšťa a Kokava nad Rimavicou. Ich hmotnosť niekedy prekračovala 20 kg.

Dá sa povedať, že sa výskytom bohatej puklinovej výplne andezitových telies zloženej z tabuľkovitých kryštálov tridymitu (niekedy veľkých až 7 mm) stal svetoznámym vedecký lom. Lom Maglovec pri Prešove je známy nálezmi veľkých kryštálov chabazitu (do 4 cm) a prizmatických kryštálov danburitu (dlhých do 5 cm). Isto nie sú bežné ani výskyty až 1 m^2 veľkých plôch plstnatého palygorskitu v jelšavskom magnezitovom ložisku, nazývaného aj „banská koža". Svetoznámy je drahý opál z Červenice-Dubníka, pravdepodobne prvý drahý opál známy ľudstvu, ktorý sa na tejto lokalite získaval už asi v časoch veľkorímskej ríše. Slovensko je všeobecne známe mnohými výskytmi opálu rozličného druhu (vyše 150 lokalít).

Lokalita	Počet. min (cca)	Ťažená surovina	Najvýznamnejšie minerály
Banská Štiavnica	155	Au, Ag, Pb, Zn, Cu	striebro, stefanit, pyrargyrit, polybázit, galenit, sfalerit, chalkopyrit, pyrit, barit, sadrovec, ametyst
Zlatá Baňa	148	Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Sb, Hg	antimonit, bournonit, metastibnit, sfalerit, chalkopyrit, pyrit, cinnabarit
Rožňava	142	Fe, Cu, Ag, Mn, Sb	siderit, goethit limonit, albit, malachit, azurit, bournonit, tetraedrit
Dobšiná	127	Ni, Co, Fe, Cu, Hg, azbest	gersdorffit, nikelskutterudit, siderit, pararamelsbergit, nikelín, andradit
Smolník	126	Cu, Fe, S	pyrit, med', rôzne sírany, kobellit, siderit
Kremnica	112	Au, Ag	zlato, elektrum, antimonit, sadrovec, kremeň
Rudňany	107	Fe, Cu, Hg, Ba	siderit, barit, cinabarit, goethit limonit, spekularit
Gelnica	98	Fe, Cu	siderit, chalkopyrit, goethit limonit, kobellit
Pezinok	81	Sb, Au	kermezit, valentinit, gudmundit, rýdzi Sb
Dúbrava	80	Sb, Au	zinkenit, scainit, senarmontit, antimonit, strontianit
Ľubietová	78	Cu, Ag, Fe, Co	euchroit, libethenit, pseudomalachit, mrázekit, camerolait, langit
Novoveská Huta	77	Fe, Cu, U	klinoklas, chalkofylit, tirolit, chryzokol, cornwallit, autunit, pyrit
Nižná Slaná	72	Fe, Hg	siderit, amalgámy Ag, jamesonit, boulangerit, arzenopyrit, bournonit
Špania Dolina	68	Cu, Ag	devillín, langit, camerolait, chalkofylit, celestín, aragonit, antlerit
Hnúšťa	66	magnezit, mastenec	kalcit, dolomit, kobaltín, uvit, dravit
Maglovec	61	stavebný kameň	chabazit, danburit, datolit, grossulár, andradit, apatit, analcím
Vechec	59	stavebný kameň	tridymit, cristobalit, kalcit, dolomit, aragonit, apofylit, ilmenit
Sirk – Železník	58	Fe	evansit, vashegyit, variscit, kakoxén, goethit limonit, pyroluzit
Vyšná Boca	58	Fe, Cu, Ag, Au	friedrichit, hammarit, lindströmit, aikinit, krupkait, zlato
Ochtiná	56	Pb, Zn,	smithsonit, hemimorfit, ceruzit, linarit, aurichalcit, hydrozinkit

Na niektorých lokalitách sú opalizované kmene stromov dlhé vyše 5 m a hrubé do 1 m. Mnohé slovenské lokality sú vyhľadávané aj pre bohatý výskyt sekundárnych minerálov na starých banských haldách a v banských chodbách.

Dvadsať najbohatších a mineralogicky najlepšie spracovaných slovenských lokalít, ktoré boli v minulosti istý čas v ťažbe.

Literatúra

Agricola, G., 1556: De re metallica. *Libri XII*

Bernard, J. H., et al., 1981: Mineralogie Československa. 2. vyd. *Academia, Praha, 645.*

Böck, H., & Emszt, K., 1906: A Jánosit és Copiapit kőzőtti külömbségekről. *Földt. Közl., Budapest, 36, 186–195.*

Born, I. E., 1772: Briefe der mineralogische Gegenstände auf seiner Reise durch das Temesvaren, Bannat, Siebenbergen, Ober- und Niederungarn. *J. I. Ferber, Frankfurt – Leipzig, 83.*

Breithaupt, F. A., 1823: Vollständige Charakt. Des Mineral – Systém. Dresden.

Brezina, 1879: Herrengrundit, ein neues basisches Kupfersulphat. *Z. Kristallogr. Mineral. (Leipzig), 3, 4, 359–380.*

Brown, E., 1677: An account of several travel in Hungaria. *Serbia, London.*

Brückmann, F. E., 1727: Magnalia Dei in locis subterraines etc. Braunschweig.

Cotta, B., & Fellenberg, E., 1862: Die Erzlagerstätten Ungarns und Siebenbürgens. *Freiberg, 228.*

Dubanský, A., 1956: Příspěvek k poznání geochemie sekundárních sulfátů III. Sulfáta z Dubníku u Prešova. *Chem. listy, Praha, 80, 1347–1361*

Ďuďa, R., & Slivka, D., 1982: Minerály Slovenska. Diel I a II. *Presfoto, Bratislava.*

Haidinger, W., 1847: Ueber den Hauerit eine neue Mineral Spezies aus der Ordnung der Blenden. *Naturwiss. Abh., Wien, 1, 101–106.*

Hauer, C., & Foetterle, F., 1855: Geologische Übersicht der Bergbaue der Österreichischen Monarchie. Wien, Kaiserlich – königliche Hof- und Staatsdruckerei, 222.

Herčko, I., 1984: Minerály Slovenska. *Osveta, Martin, 235.*

Jonas, J., 1820: Ungarns Mineralreichs. Orycto – geognostisch und topographisch dargestellet. Budapest, 415.

Klaproth, M. H., 1795: Beiträge zur chemischen Kenntnis der Mineralkörper. Posen, Berlin, 1 Bd., 374.

Koděra, M., Kupčík, V., & Makovický, E., 1971: Hodrushite: New sulphosalt. *Min. Mag. (London), 37, 641–648.*

Koděra, M., et al., 1989, 1990: Topografická mineralógia Slovenska. Diel 1, 2 a 3. *Bratislava, Veda, 1590.*

Krenner, J., 1923: Schafarzikit, as új magyar ásvány. *Math. Természet Tudom. Ért., Budapest, 41, 255–258.*

Leonhard, G., 1843: Handwörterbuch der Topografischen Mineralogie. Heidelberg, Akad. Verlags-Handlung von J. C. B. Mohr, 593.

Marsigli, L. F., 1726: Danubius Pannonico Mysicus. Amsterdam.

Meixner, H., 1940: Die Identität von Herrengrundit (urvölgyit) mit devillín (Leyllit). *Zbl. Mineral. Geol. Paläont., Abt. A. (Stuttgart), 11, 244–248.*

Papp, K., 1915: Magyar birodalom vasérc-és kőszénhészlete. *Budapest, 964.*

Paulíny, A., 1867: Neues Mineral aus Kremnitz (pettkoit). *Österr. Z. Berg- u. Hüttenwes. (Wien), 15, 127*

Řídkošil, T., Skála, R., Johan, Z., & Šrein, V., 2001: Telluronevskite, Bi_3TeS_2, a new mineral from Vihorlat Mts., Slovakia. Europo. *J. Mineralogy 13, 177–185.*

Řídkošil, T., Šrein, V., Fábry, J., Hyblér, J., & Maximov, B. A., 1992: Mrázekite, $Bi_2Cu_3(OH)_2O_2(PO_4)_2 \cdot 2H_2O$ a new mineral species and its crystal structure. *Canad. Mineralogist, 30, 215–224.*

Scopoli, J. A., 1774: Christallographia Hungariae. Part I., Distribution III – Quarzosae. Prag.

Szakal, S., et al., 2002: Minerals of the Carpathians. *Granit, Praha, 480.*

Toth, M., 1882: Magyarország ásványai különös tekintettel termőhelyeik megállapítására. *Budapest, 509.*

Weinschenk, E., 1889: Ueber einige Bestandheile des Meteoreisen von Magura, Arva, Ungarn. *Ann. K.-könn.-naturhist. Mus. Wien, 4, 93–101*

Zepharovich, V., 1859, 1873, 1893: Mineralogisches Lexicon für das Kaisserthum Österreich. Band I, II und III., Wilhelm Braumüller, Wien, 627, 419, 478.

Zimányi, K., 1909: Vashegyit, ein neues basisches Aluminium phosphat von Comitate Gömör. *Zeitsch. f. Kristallogr. Budapest, 47, 162–166.*

Zipser, Ch. A., 1817: Versuch eines topographisch – mineralogischen handbuches von Ungarn. Oedenburg, Carl Friedrich Wigand, 440.

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 349–350

Príspevok ku geochémii a geochronológii leukogranitov Braniska

KATARÍNA BÓNOVÁ[1], STANISLAV JACKO[1], IGOR BROSKA[2] a PAVOL SIMAN[3]

[1]Katedra geológie a mineralógie Technickej univerzity, Park Komenského 15, 040 01 Košice, Slovenská republika
katarina.bonova@tuke.sk
[2]Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava, Slovenská republika
[3]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika

(Doručené 26. 4. 2005)

Contribution to geochemistry and geochronology of Branisko leucogranites

The major and trace element geochemistry of leucogranites from Branisko Mts. indicates particularly their crustal source. Monazites from leucogranites were investigated by electron microprobe dating in order to record the age of magma emplacement. EMP dating yielded a range of ages between 342 ± 15–386 ± 21 Ma. The results of this study indicate an association of the Branisko Mts. leucogranites to main meso-Hercynian (350–330 Ma) period of the Paleozoic evolution of the Western Carpathian basement complexes.

Key words: leucogranite, geochemistry, geochronology, EMP dating, Branisko Mts., Western Carpathians

Úvod

Granitoidy Braniska sa doteraz systematicky neskúmali. Prvé údaje o chemizme a modálnom zložení ich reprezentatívnych typov sú z prác Cambela a Walzela (1982) a Maceka et al. (1982) a ich terénne a petrografické vzťahy a modálnu variabilitu detailnejšie charakterizovala Vozárová a Vozár (in Polák et al., 1997). Geochemické zloženie reprezentatívnych typov vysokometamorfovaných hornín kryštalinika Braniska a granitoidov, ako aj prvé geochronologické údaje o ich veku analyzoval Kohút et al. (2004) a konštatovali jeho intenzívne anatektické prepracovanie v intervale 350–330 mil. rokov, kôrový pôvod a heterogénny tonalitovo-leukogranitový charakter granitoidov.

Cieľom príspevku je spresniť register geochemicko-geochronologických dát granitoidov Braniska na získanie komplexnejšieho pohľadu na ich genézu v tomto pohorí.

Geologická pozícia

Leukokratné granitoidy Braniska sú súčasťou vysokometamorfovaného komplexu Patrie (Rösing, 1947; Vozárová a Vozár in Polák et al., 1997), ktorý z hľadiska variskej stavby tatroveporického kryštalinika patrí do jeho vrchnej litotektonickej jednotky (Bezák et al., 1997). Leukokratný granit na lokalite Pod Braniskom-salaš (ZK-55) patrí hlavnej granitoidnej intrúzii a vzorka BRA-4 je parciálnym výtavkom v ortorulovom telese, ktoré tvoria menšie telesá prevažne smeru V–Z sledujúce foliáciu metamorfitov.

Metodika

Vzorky odobrané z lokality Kamenný vrch a Pod Braniskom-salaš sa štandardne upravili na získanie koncentrátu ťažkých minerálov. Mikroanalytické merania Horninotvorné minerály sa mikroanalyticky merali v ŠGÚDŠ v Bratislave elektrónovým mikroanalyzátorom CAMECA SX-100 pri urýchľovacom napätí 15 kV pomocou týchto štandardov: K – ortoklas, Na – albit, Si a Ca – wollastonit, Al – Al_2O_3, Mg – MgO, Fe – hematit, Ti – TiO_2, Cr – chromit a Mn – rodonit. Metodiku analýzy monazitu zameranú na datovanie na rovnakom prístroji uvádza Konečný et al. (2004). Modelový vek sa štatisticky spracoval podľa prepočtu Montela et al. (1996). Hlavné a stopové prvky sa analyzovali v ACME Lab (Toronto) metódou ICP-MS a v laboratóriách Petrologického inštitútu Viedenskej univerzity metódou XRF.

Výsledky

Petrografická charakteristika

Leukogranity majú typickú aplitickú štruktúru. Ich hlavné komponenty – kremeň, sericitizovaný plagioklas (An_{22-26}) a K živce (ortoklas, pertit a mikroklín) – sú plnené najmä akcesóriami. Mikroklín uzatvára plagioklasy, kremeň I, uzatváraný živcami, býva oválny, xenomorfný kremeň II je undulózny, miestami rekryštalizovaný na jemnozrnný agregát, a muskovit I tvorí väčšie lupene. Drobné lišty muskovitu II zatláčajú biotit a sporadický biotit

je zvyčajne chloritizovaný aj baueritizovaný. Drobný muskovit III v plagioklasoch, chlorit, sericit a epidot sú sekundárnymi minerálmi. Akcesoricky je zastúpený zirkón, rutil, monazit, xenotím, apatit a granát. V zmysle Pupina (1980) zirkón patrí do typu L (L_{1-3}) a nízkeho typu S (S_{1-4}, S_7). Leukogranity Braniska modálnym zložením zodpovedajú alkalicko-živcovému granitu až monzogranitu.

Geochémia hornín a minerálov

Študované leukokratné granitoidy sú peraluminózne (SiO_2 = 71–74 hm. %, A/CNK = 1,108–1,311). Molárny podiel $Na_2O/K_2O > 1$ indikuje zvýšené množstvo Na_2O v hornine prejavujúce sa výskytom albitu. Obsah REE je kontrolovaný prítomnosťou akcesorických minerálov (mierne obohatenie o LREE – $(La_N/Yb_N \sim 19) \sim$ monazit, apatit?), pričom Eu anomália je nevýrazne negatívna. Variabilný je obsah stopových prvkov: Ba ≈ 681–1481 ppm, Rb ≈ 64–110 ppm, Sr ≈ 215–639 ppm, pričom Rb/Sr < 1.

Chemické zloženie plagioklasu leukogranitov lokality Pod Braniskom-salaš signalizuje vyšší obsah Ab zložky (An_{0-2}), ako majú leukogranity z Kamenného vrchu, v ktorých je výraznejšie zastúpená An zložka (An_{22-25}). V obidvoch prípadoch obsah An zložky smerom k okraju mierne stúpa. Pre leukogranit z Kamenného vrchu je príznačná prítomnosť antipertitu (An_{22}). K živce sú relatívne čisté koncové členy s maximálnym obsahom 6,3 % albitovej molekuly. Anortitová molekula okrem K živcov uzavretých v plagioklasoch (kde má obsah až 0,3 %) neprekračuje 0,1 %.

Vyšší obsah Al, Fe (Fe/(Fe + Mg) = 0,56–0,58) a Ti v biotite korešponduje s absenciou magnetitu a titanitu v študovaných horninách. Vysoký podiel Al (3,01 až 3,03 p. f. u.) súvisí s vysokým podielom Al_2O_3 (~15 hm. %) v hornine.

Geochronologické údaje

Monazitové zrná z alkalicko-živcového granitu (ZK-55) z lokality Pod Braniskom-salaš majú 5,738–7,127 hm. % Th. Obsah U je 0,103–0,478 hm. % a koncentrácia Pb od 0,100 do 0,154 hm. %. Vypočítaný vek alkalicko-živcového granitu z tejto lokality je 342 ± 15 mil. rokov. Vek 386 ± 19 mil. rokov v jednom prípade indikuje prítomnosť „zdedeného zrna" resp. recyklovanej staršej kôry.

Chemický vek z monazitu monzogranitu (BRA-4) z Kamenného vrchu, v ktorom obsah Th varíruje od 4,459 do 8,248, U od 0,112 do 0,329 a koncentrácia Pb od 0,085 do 0,158 hm. %, sa stanovil na 384 ± 21 mil. rokov, indikuje vznik leukokratnej taveniny pri metamorfóze v granulitovej fácii (Vozárová, 1993) a zrejme je blízky veku vzniku ortorúl Braniska.

Záverečné poznámky

Mineralogické a geochemické charakteristiky, špecifickosť akcesórií, absencia magnetitu a typológia zirkónov v študovaných horninách indikujú kôrový pôvod leukogranitov Braniska a príslušnosť do suity granitoidov typu S (Broska a Uher, 2001). Krustálny pôvod signalizujú aj izotopy O a Pb (Kohút et al., 2004).

Na základe chemického veku získaného z monazitu leukogranitov Braniska možno predpokladať ich príslušnosť k hlavnému mezohercýnskemu vývojovému štádiu (okolo 340 mil. rokov) a vznik leukogranitu (BRA-4) z Kamenného vrchu sa pravdepodobne viaže na vrcholné kolízne štádium variskej orogenézy (384 ± 21 mil. rokov).

Poďakovanie. Práca bola financovaná projektom VEGA 1/2170/05.

Literatúra

Bezák, V., Jacko, S., Janák, M., Ledru, P., Petrík, I., & Vozárová, A., 1997: Main Hercynian lithotectonic units of the Western Carpathians. *In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, 261–268.*

Broska, I., & Uher, P., 2001: Whole-rock chemistry and genetic typology of the West-Carpathian Variscan granites. *Geol. Carpath., 52, 2, 79–90.*

Cambel, B., & Walzel, E., 1982: Chemical analyses of granitoids of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 5, 33, 573–600.*

Kohút, M., Sherlock, C. S., Poller, U., Konečný, P., Siman, P., & Holický, I., 2004: The indications to the pre-Hercynian and Hercynian evolution in the Patria crystalline complex – the Branisko Mts. (Western Carpathians, Slovakia). *ESSE Conf. December 3rd–4th. Dept. of Geol. and Paleont., Faculty of Sci., Comenius Univ., 1–4.*

Konečný, P., Siman, P., Holický, I., Janák, M., & Kollárová, V., 2004: Metodika datovania monazitu pomocou elektrónového mikroanalyzátora. *Mineralia Slov., 3–4, 225–236.*

Macek, J., Cambel, B., Kamenický, L., & Petrík, I., 1982: Documentation and basic characteristics of granitoid rock samples of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 5, 33, 601–623.*

Montel, J. M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, Ch., Provost, A., 1996: Electron microprobe dating of monazite. *Chem. Geol., 131, 37–53.*

Polák, M., Jacko, S., Vozárová, A., Vozár, J., Gross, P., Harčár, J., Sasvári, T., Zacharov, M., Baláž, B., Liščák, P., Malík, P., Zakovič, M., Karoli, S., & Kaličiak, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Braniska a Čiernej hory 1 : 50 000. *Bratislava, Vyd. D. Štúra, 201.*

Pupin, J. P., 1980: Zircon and granite petrology. *Contr. Mineral. Petrology, 73, 207–220.*

Rösing, F., 1947: Die geologischen Verhältnise des Branisko – Gebirges und der Čierna hora (Karpaten). *Z. Disch. geol. Gesell., 99, 8–39.*

Vozárová, A., 1993: Pressure-temperature conditions of metamorphism in the northern part of the Branisko crystalline complex. *Geol. Carpath., 44, 4, 219–232.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 351–352

Distribúcia allanitu a monazitu v granitoidoch suity typu I a S

IGOR BROSKA a MARTIN HRDLIČKA

Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava, Slovenská republika

(Doručené 31. 3. 2005)

Distribution of allanite and monazite in granitoid suite of I and S types

The contribution explains distribution and reasons of antagonistic behaviour of monazite and allanite in granitoids of Western Carpathians. Distribution of these minerals as well as fluctuation of their concentration are controlled mainly by the geochemistry of REE, activity of Ca and application of berlinite molecule in peraluminous melts.

Key words: granite, allanite, monazite, magnetite

Úvod

V kryštaliniku tatrika a veporika Západných Karpát dominujú hercýnsky syntektonické devónske a spodnokarbónske suity granitoidov typu S. Granitoidy typu I sa v hojnejšej miere vyvíjali v posttektonickom vrchnom karbóne, aj keď sú známe aj zo spodného karbónu, napr. z Malej Fatry (Petrík a Kohút, 1997; Broska a Uher, 2001). Každá z týchto suít má odlišnú minerálnu a geochemickú charakteristiku, lebo sa formovali v inom tektonickometamorfnom režime a za iných pTx podmienok. Pokiaľ ide o paragenézu akcesorických minerálov, pre granity typu S je charakteristický výskyt magmatického monazitu a niekedy aj xenotímu a ilmenitu a pre granitoidy typu I magnetit, allanit a titanit. Takáto veľmi kontrastná paragenéza nie je pri granitoch typu I a S, lebo sa v nich súčasne vyskytuje allanit aj monazit a pri diferenciácii sa môže meniť aj kvantitatívne zastúpenie týchto minerálov.

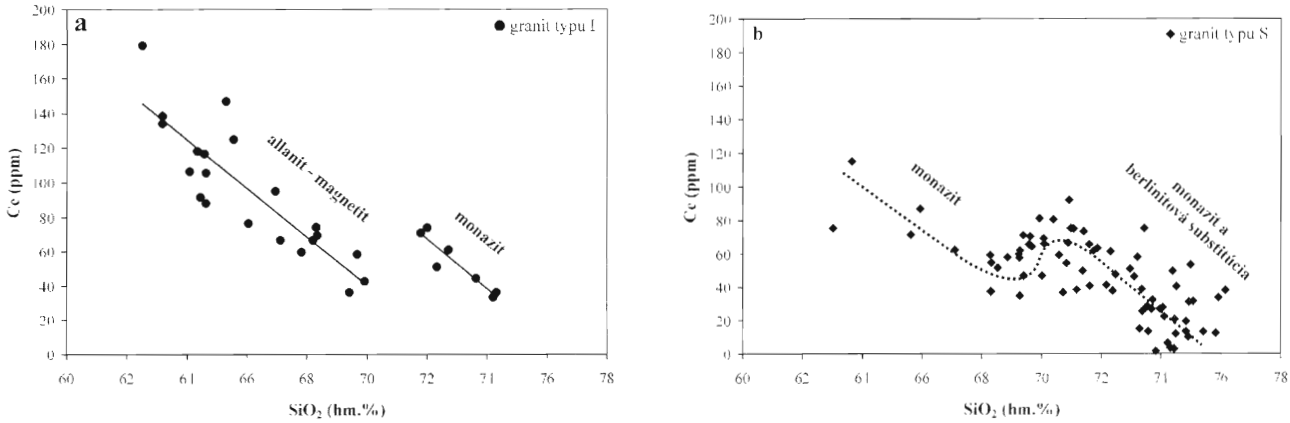
Príspevok načrtáva prejavy fluktuácie v koncentráciách monazitu a allanitu pri diferenciácii granitoidov typu I a S, ako aj jej možné príčiny. Keďže obidva minerály sú koncentrátormi ľahkých prvkov vzácnych zemín, a preto v tomto príspevku charakter ich distribúcie pri diferenciácii materských granitových suít konfrontujeme aj s distribúciou Ce.

Distribúcia allanitu a monazitu

Distribúciu ľahkých prvkov vzácnych zemín v granitoidných horninách ovláda hlavne vzácnozeminový minerál monazit a allanit, ktoré spolu s apatitom a titanitom na seba kryštalograficky viažu viac ako 90 hm. % ich celkového obsahu, a ich frakcionácia v rozhodujúcej miere znižuje koncentráciu Ce, ako aj P pri diferenciácii granitoidných hornín resp. zvyškových felzických tavenín (Bea et al., 1992). V granitoidoch typu I v paragenéze akcesorických minerálov vedno s allanitom vystupuje aj magnetit a titanit a v granitoch typu S je monazit sprevádzaný ilmenitom a niekedy granátom. Prítomnosť alebo neprítomnosť monazitu a allanitu v granitoidoch resp. ich antagonistické správanie závisia od fyzikálnochemických podmienok materských tavenín, ale najmä od obsahu vody, ako aj od stupňa alumonizity a alkalinity. Na rozdiel od granitov typu S zvýšená fugacita O a po nej aj vyšší podiel vody v granitoidoch typu I je doložiteľný práve paragenézou magnetit a titanit (Petrík a Broska, 1993).

Ak sa v granitoidoch vyskytuje aj allanit a monazit, zvyčajne jeden z nich silne prevažuje. Vo veľmi skorých magmatických fázach granitov suity S, hlavne v tonalitoch a granodioritoch, sa okrem monazitu vyskytuje aj allanit ako odraz zväčšenej aktivity Ca. Prítomnosť monazitu je naopak typická pre neskoré diferenciáty granitoidov typu I, v ktorých inak dominuje allanit a magnetit. Kryštalizácia monazitu v granitových suitách typu I je spätá aj s poklesom aktivity Ca a so zvýšením stupňa peraluminóznosti zvyškových tavenín.

Hoci všeobecne negatívnu koreláciu Ce vs. SiO_2 v Harkerovom variačnom diagrame SiO_2 vs. Ce spochybniť nemožno, v Západných Karpatoch sa ukazuje aj nerovnomerná distribúcia Ce, a to v granitovej suite typu I a čiastočne aj S. Nepravidelnosť v rozdelení Ce spočíva v počiatočnom poklese koncentrácie Ce so stúpajúcim obsahom SiO_2 až do oblasti 70 hm. %, keď začína rásť koncentrácia Ce, ktorá potom opäť klesá v približne tých istých proporciách ako do oblasti 70 hm. % SiO_2 (obr. 1a, b). Pozadie tohto správania sa zatiaľ nedá uspokojivo vysvetliť, lebo chýbajú experimentálne údaje modelujúce pokles Ce pri diferenciácii granitoidov. Isté vysvetlenie tohto javu v distribúcii Ce sa však ponúka konfrontáciou distribúcie a koncentrácie minerálov prvkov vzácnych zemín a celohorninového obsahu Ce.



Obr. 1. Distribúcia allanitu a monazitu v granitoch Západných Karpát.
Fig. 1. Distribution of allanite and monazite in granites of Western Carpathians.

Pri granitoidoch typu I je pokles Ce s diferenciáciou až do oblasti 70 hm. % SiO_2 sprevádzaný znižovaním koncentrácie allanitu. Allanit je spravidla v skorších granitových diferenciátoch, neskôr jeho obsah klesá a pri nízkej koncentrácii Ce sa vyskytuje už len zriedka. Po stúpnutí koncentrácie Ce v týchto granitových suitách, čo možno pozorovať hlavne v žilných derivátoch, začína byť stabilný najmä monazit a len výnimočne allanit. Príčinou poklesu obsahu allanitu pri diferenciácii je zníženie aktivity Ca zvyškových tavenín. Allanit, ktorý už nie je stabilný, je nahrádzaný iným minerálom prvkov vzácnych zemín – monazitom, a to až po dosiahnutí jeho saturácie, ktorá je spätá práve s rastom koncentrácie Ce (obr. 1a).

Aj v suite granitov typu S je pri frakcionácii monazitu evidentné znižovanie Ce, ale aj pokles koncentrácie monazitu, a to až po obsah okolo 70 hm. % SiO_2, hoci nie taký zreteľný ako pri granitoidoch typu I. Pre menší počet relevantných analýz zatiaľ možno predpokladať rast koncentrácie Ce v neskorých diferenciátoch, pretože tam sa uplatňuje berlinitová substitúcia, ktorá silne ovláda aj správanie apatitu (Broska et al., 2004). Berlinitová substitúcia, ktorá je vstupom P do alkalických živcov párovým nahrádzaním $Al^{3+} + P^{5+}$ za 2 Si^{4+} (London, 1992), účinne blokuje časť voľného P tak, že monazit za týchto podmienok nemôže vznikať a to vedie k akumulácii Ce vo zvyškovej tavenine. Po zvýšení koncentrácie Ce opäť nastáva saturácia monazitu voľným P v reziduálnej tavenine, monazit začína kryštalizovať a obsah Ce sa jeho frakcionáciou zasa efektívne znižuje (obr. 1b).

Fluktuáciu v distribúcii a koncentrácii Ce allanitu a monazitu možno vysvetliť rozličným uplatnením sa fugacity O a aktivity Ca vo felzických taveninách, ako aj intenzitou uplatňovania sa berlinitovej substitúcie v pokročilých štádiách magmatickej diferenciácie.

Poďakovanie. Práca bola financovaná projektom VEGA 4907

Literatúra

Bea, F., Fershtater, G., & Corretgé, L. G., 1992: The geochemistry of phosphorus in granite and the effect of aluminium. *Lithos (Oslo), 29, 43–45.*

Broska, I., & Uher, P., 2001: Whole-rock chemistry and genetic typology of the West-Carpathian Variscan granites. *Geol. Carpath., 52, 2, 79–90.*

Broska, I., Williams, C. T., Uher, P., Konečný, P., & Leichmann, J., 2004: The geochemistry of phosphorus in different granite suites of the Western Carpathians, Slovakia: the role of apatite and P-bearing feldspar. *Chem. Geol., 205, 15.*

London, D., 1992: Phosphorus in S-type magmas: the P_2O_5 content of feldspars from peraluminious granites, pegmatites and rhyolites. *Amer. Mineralogist, 77, 126–145.*

Petrík, I., & Broska, I., 1993: Petrology of two granite types from the Tribeč Mountains, Western Carpathians, an example of allanite (+magnetite) versus monazite dichotomy. *Geol. J. Manchester, 29, 59–78.*

Petrík, I., & Kohút, M., 1997: The evolution of granitoid magmatism during the Hercynian orogen in the Western Carpathians. *In: P. Grecula et al. (ed.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr. Bratislava, 235–252.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 353–357

Prehnit-pyroxenit na lokalite Danková

MARTIN RADVANEC

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Markušovská cesta 1,
052 40 Spišská Nová Ves, Slovenská republika; radvanec@gssesnv.sk

(Doručené 3. 5. 2005)

Prehnite-pyroxenite from the Danková locality

Cooling and decompression path of prehnite-pyroxenite on Danková hill in the northern part of Gemeric Unit has been divided into A, B, C and D phases, using on mineralogical and petrological data. The origin of prehnite-pyroxenite is closely associated with K-edenite-pargasite metaperidotite and related to the different depths of their evolution.

A. The magmatic, subsolidic stage was defined in indicative evidences. During this stage the mineral assemblage rare sanidine ($Ab_{15-16}Or_{85-86}$) + diopside-1 + rutile + zircon + Cr-spinel had been formed in temperature range 650–800 °C and pressure near to 17 kbar

B. During this phase the metamorphic mineral assemblage Na-diopside-2 (Jd from 7 to 16 mol. %) + hydrogrossular (core) and limited amount of tremolite-actinolite + talc replaced the former and basically Ca>>K rich shonkinitic/Cpx-lamproite or/and carbonatitic-magmatic and subsolidic assemblage. The phase of pyroxenite in the high-pressure metamorphic event indicates P-T conditions below the jadeite + quartz stability field. The metamorphic peak has been determined to be in the range 500–600 °C and pressure below 17 kbar. The presence of the Na-rich minerals allocated the significant influence of fluids in the lower crustal conditions.

C. Retrograde phase of the prehnite-pyroxenite took place in middle-pressure facies. The retrograde mineral assemblage was formed: cryptoperthitic microstructures of K-feldspar + albite intergrowth as the decomposition of the rare sanidine and hydrogrossular (rim) + actinolite + allanite/REE-clinozoisite + Fe-diopside-3 + ilmenite + titanite + antigorite + rhodochrosite + smithsonite + quartz + Mg-chlorite + apatite in the matrix. The temperatures 500–630 °C and pressures 3–6 kbar characterize this stage.

D. In this final-exhumation stage the prehnite-pyroxenite has undergone retrograde metamorphism in the prehnite facies of T = 300–400 °C; P = 3–5 kbar. The final retrograde metamorphism formed the assemblage saponite + calcite and symplectic intergrowth of prehnite + albite composition rimming Na-diopside-2 and relicts of the sanidine grains.

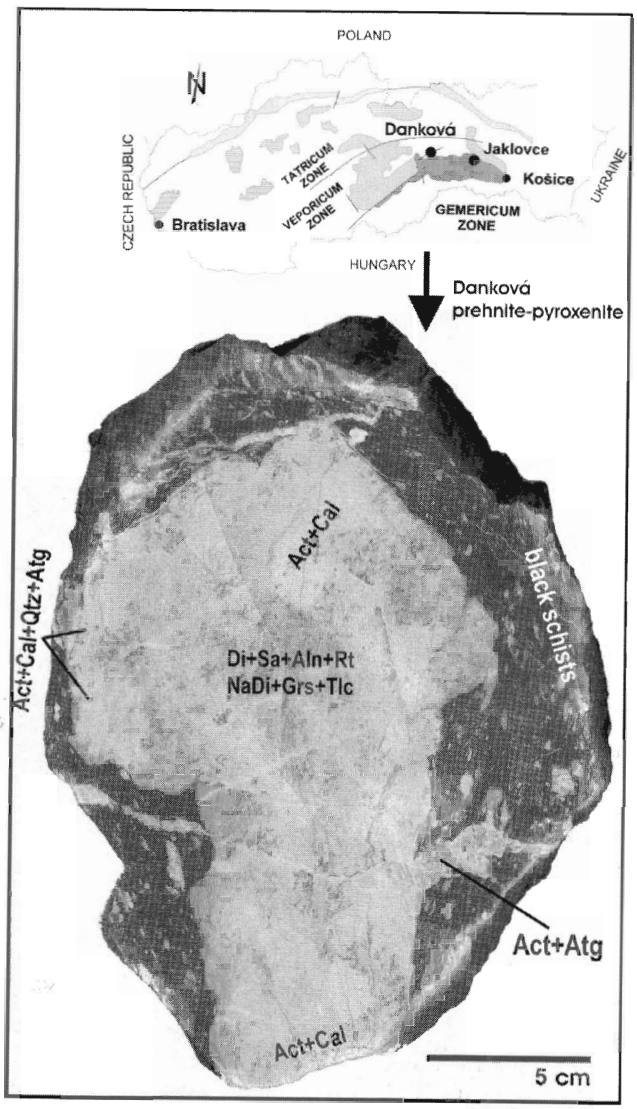
Key words: Slovakia, Gemeric Unit, Danková, HP-metamorphism, prehnite-pyroxenite, sanidine, Na-diopside, hydrogrossular, carbonatite

Na S gemerika sú známe výskyty tektonicky ohraničených ultramafitových telies v triasovom vápenci alebo v nízkometamorfovaných až nemetamorfovaných sedimentoch permu, triasu a jury. Ultramafitové telesá majú prevažne guľový tvar s nerovnakým priemerom (0.X m) a v tejto forme sa najčastejšie vyskytujú na vápencovej báze. Guľové ohraničenie týchto tektonických brekcií je známe z lokality Jaklovce, Dobšiná a Danková (Kordiuk, 1941; Zlocha a Hovorka, 1971; Kamenický, 1957; Zlocha, 1980; Jaroš et al., 1980; Hovorka et al., 1985; Grecula, 1994; Radvanec, 2000).

Na južnom svahu Dankovej sme na báze triasového vápenca spolu s K-edenitovo-pargasitovým metaperidotitom zistili niekoľko oválnych tektonických brekcií žltohnedého a jemnozrnitého pyroxenitu s prehnitom. Prehnit-pyroxenit uzavretý v čiernej (grafitickej) bridlici má tvar amputovanej žily (obr. 1). Minerálne zloženie horniny je pestré – 15 % tvorí diopsid, 5 hydrogrosulár, 25 tremolit–aktinolit, 20 prehnit, 20 kalcit, 10 saponit–talk a 5 asociácia kremeň, rutil–titanit, ilmenit, zirkón, apatit, klinozoisit bohatý na allanit-REE, Mg chlorit, albit, K živec, antigorit, Cr spinel, rodochrozit, smithsonit, relikt sanidínu a i. (tab. 1). Podľa vzťahov minerálov a postupnosti kryštalizácie sme v prehnit-pyroxenite odlíšili metamorfné štádium B, C a D. Sú to štádiá a minerálne asociácie, ktoré pri metamorfóze vznikali v spojitom procese. Štádiá reprezentujú rozličné P-T podmienky premeny prehnit-pyroxenitu v závislosti od jeho exhumácie na povrch.

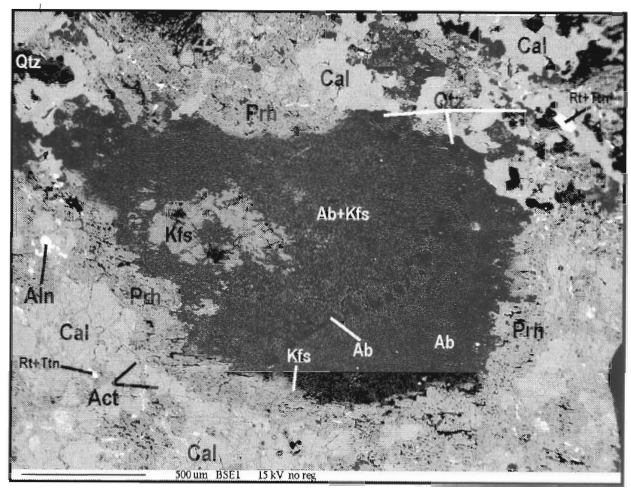
Predmetamorfné magmatické štádium A

Primárne minerálne zloženie horniny (štádium A) nie je známe. Indikujú ho vzácne relikty sanidínu ($Ab_{15-16}Or_{85-86}$), ktorý sa pri metamorfóze rozpadol na zmes K živca a albitu. Zmes má kryptopertitickú textúru spletenia typu 3f a indikuje rozpad pôvodného sanidínu pri poklese teploty na hranici 500 °C (Deer et al., 1992; Brown a Parsons, 1989). Podľa chemického zloženia pôvodný sanidín kryštalizoval pri teplote od 650 do 800 °C (Brown a Parsons,



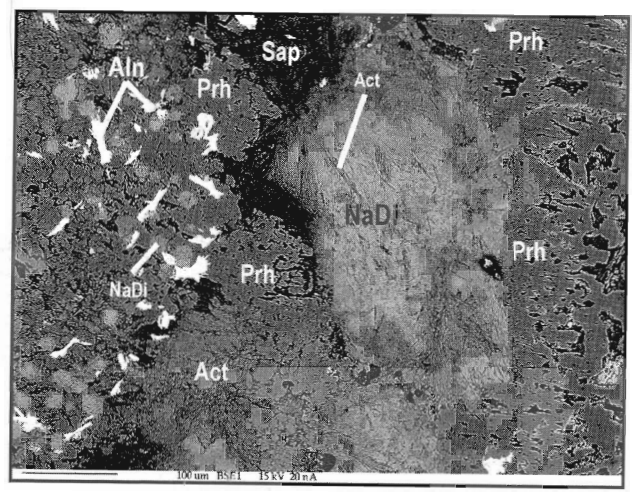
Obr. 1. Pozícia prehnit-pyroxenitu na južnom svahu Dankovej v rámci alpínskych tektonických jednotiek Západných Karpát. Skratky minerálov sú v tab. 1

Fig. 1. Position of prehnite-pyroxenite on the southern slope of Danková hill in the frame of Alpine tectonic units of Western Carpathians. Mineral abbreviations are in Tab. 1



Obr. 2. Rozpad zrna sanidínu na zmes K živca a albitu (Ab + Kfs). Táto zmes má kryptopertitickú textúru spletenia typu 3f. Okolo zrna je symplektit prehnitu (Prh) s albitom Ostatné skratky minerálov sú v tab. 1 Odrazené elektróny

Fig. 2. Decomposition of the sanidine grain to mixture of K-feldspar and albite (Ab + Kfs). This mixture has cryptoperthitic texture of intrication of 3f type. Around the grain is a symplectite of prehnite (Prh) with albite. Further mineral abbreviations are in Tab. 1 Backscattered electrons.



Obr. 3. Vzťah talk–saponitu (Sap), allanitu (Aln) Na diopsidu-2 (NaDi), prehnitu (Prh) a tremolit-aktinolitu v prehnit-pyroxenite z Dankovej. Odrazené elektróny

Fig. 3. Relation talc-saponite (Sap), allanite (Aln), Na-diopside-2 (Na-Di), prehnite (Prh) and tremolite-actinolite in prehnite-pyroxenite from Danková. Backscattered electrons.

Tab. 1
Minerálne asociácie a chemické zloženie minerálov prehnit-pyroxenitu na lokalite Danková v metamorfných štádiách
Mineral assemblages and chemical composition of minerals of prehnite-pyroxenite from the locality Danková in metamorphic phases

Štádia	Minerál (miesto)	Skratka	Chemický vzorec
B metamorfné	sanidín (relikt v zmesi Kfs+Ab)	Sa	$K_{0.86}Na_{0.15}Al_{1.02}Si_{2.98}O_8$
	diopsid-1 (relikt v Di2)	Di1	$Ca_{1.01}Mn_{0.02}Fe_{0.02}Mg_{0.97}(Si_{1.99}Al_{0.01})O_6$
			$Na_{0.04}Ca_{0.96}Mn_{0.01}Fe_{0.20}Mg_{0.77}Al_{0.03}(Si_{1.97}Al_{0.03})O_6$
	spinel (stred)	CrSpl	$(Fe_{0.64}Mg_{0.34}Mn_{0.01}Ti_{0.01})(Cr_{1.25}Al_{0.55}Fe_{0.18}^{3+})_2O_4$
	(okraj)		$(Fe_{0.68}Mg_{0.25}Mn_{0.07})(Cr_{1.21}Al_{0.55}Fe_{0.24}^{3+})_2O_4$
	Na diopsid-2 (stred)	**Di2**	$Na_{0.16}Ca_{0.87}Mn_{0.01}Fe_{0.26}Mg_{0.57}Al_{0.14}(Si_{1.97}Al_{0.03})O_6$
	(okraj)		$Na_{0.06}Ca_{0.95}Mn_{0.03}Fe_{0.42}Mg_{0.49}Al_{0.05}(Si_{1.97}Al_{0.03})O_6$
	rutil (stred v Ttn)	Rt	$Ti_{1.00}O_2$
	hydrogrosulár (stred)	**Grs**	$Ca_{6.00}(Fe_{0.19}^{3+}Al_{3.81})_{4.00}(Si_{5.55}OH/4_{0.50})_{6.00}O_{24}(OH_{1.21}F_{0.29})_{1.50}$
C metamorfné	**hydrogrosulár** (okraj)	**Grs**	$Ca_{6.00}(Fe_{0.16}^{3+}Al_{3.83})_{3.99}(Si_{5.51}OH/4_{0.50})_{6.01}O_{24}(OH_{1.25}F_{0.25})_{1.50}$
	Ti-hydrogrosulár (stred)	TiGrs	$Ca_{6.02}(Fe_{0.24}^{3+}Ti_{0.15}Mg_{0.06}Mn_{0.01}Al_{3.48})_{3.94}(Si_{5.4}-OH/4_{0.55})_{6.02}O_{24}(OH)_{1.65}$
	aktinolit–hornblend	Act-Hbl	$(Na_{0.0}-Ca_{1.56}Mn_{0.03}Fe_{0.35})_2(Mg_{3.88}Al_{0.13}Cr_{0.02}Fe_{0.35}Fe_{0.62}^{3+})_5(Si-_{7.29}Al_{0.71})_8O_{22}(OH)_2$
	allanit–REE klinozoisit	Aln	$(Ca_{1.81}Ce_{0.10}La_{0.05}Pr_{0.01}Nd_{0.03})_{2.00}(Zn_{0.01}Mg_{0.01}Fe_{0.10}^{3+}Al_{2.87})_{2.98}Si_{3.01}O_{12}OH$
	aktinolit (vejár+Cal, po Di1-Di2)	**Tr-Act**	$(Na_{0.15}Ca_{1.85})_2(Mg_{3.30}Ca_{0.57}Ti_{0.09}Fe_{0.65}Mn_{0.03}Fe_{0.35}^{3+})_5(Si-_{7.61}Al_{0.39})_8O_{22}$
			$(Na_{0.04}Ca_{1.85}Mn_{0.02}Fe_{0.10})_2(Mg_{3.98}Al_{0.02}Fe_{0.91}Fe_{0.09}^{3+})_5(Si-_{7.93}Al_{0.07})_8O_{22}(OH, F_{0.12})_2$
	diopsid-3 hedenbergit (vždy s Act)	Di3	$(Na_{0.04}Ca_{1.85}Mn_{0.02}Fe_{0.10})_2(Mg_{3.98}Al_{0.02}Fe_{0.91}Fe_{0.09}^{3+})_5(Si-_{7.93}Al_{0.07})_8O_{22}(OH, F_{0.81})_2$
			$Ca_{0.96}Mn_{0.04}Fe_{0.40}Mg_{0.58}Al_{0.01}Si_{2.01}O_6$
			$Na_{0.02}Ca_{0.97}Mn_{0.09}Fe_{0.60}Mg_{0.30}Al_{0.03}Si_{2.01}O_6$
	ilmenit (relikt v Ti-fáze)	Ilm	$FeTiO_3$
	Ti-fáza (medzi Rt-stred a Ttn-okraj)		$Ti_{1.00}O_2(Ca_{0.97}Na_{0.01}Fe_{0.02})_{1.00}(Ti_{0.98}Al_{0.10})_{0.99}(F_{0.98})Si_{0.96}O_4$
	Cr titanit (okraj Rt)	CrTtn	$(Ca_{1.00}Fe_{0.01})_{1.01}(Cr_{0.04}Ti_{0.92}Al_{0.04})_{1.00}(O_{0.71}F_{0.29})Si_{1.01}O_4$
	titanit (v matrixe)	Ttn	$(Ca_{0.92}Fe_{0.02})_{0.95}(Ti_{1.02}Al_{0.11})_{1.13}(O_{0.38}F_{0.62})Si_{1.02}O_4$
	albit (v Sa+Kfs alebo v Prh-symplektit)	Ab	$K_{0.01}Na_{0.99}Al_{1.00}Si_{2.00}O_8$
	K živec (v Sa+Ab)	Kfs	$K_{0.99}Na_{0.01}Al_{1.02}Si_{1.98}O_8$
	antigorit (v Cal)	Atg	$(Mn_{0.03}Fe_{0.04}Mg_{2.81}Al_{0.04})_{2.92}Si_{2.08}O_5(OH_{3.73}F_{0.0-})_{3.80}$
	rodochrosit (v Cal)	MnCal	$Fe_{0.02}Ca_{0.06}Mg_{0.18}Mn_{0.7-4}CO_3$
	kremeň	Qtz	SiO_2
	chlorite	Chl	Mg chlorit
	apatit	Ap	edax
	zirkón	Zr	edax
	smithsonit (v Cal)	Smt	Zn>>Mn edax
D met.	**saponit-talk** (matrix + Di2 + Act + Cal)	**Sap**	$(K_{0.02}Na_{0.04}Mg_{5.04}Al_{0.33}Fe_{0.75})_{6.18}(Si-_{.32}Al_{0.68})_8O_{24}(OH_{3.-3}F_{0.2-})_{4.00}\cdot 2H_2O$
	prehnit (symplektite-Sa,-Cpx, matrix)	**Prh**	$Ca_{4.03}(Al_{1.96}Fe_{0.01}^{3+})_{1.97}(Si_{6.02}Al_{1.98})_8O_{24}(OH_{3.89}F_{0.11})_{4.00}$
	kalcit (+Prh+Act v matrixe)	**Cal**	$CaCO_3$
	ceruzit	Cer	Pb>>Mn>Zn edax

Hrubo sú vyznačené hlavné minerály prehnit-pyroxenitu/Bold designation indicates the main minerals of prehnite-pyroxenite

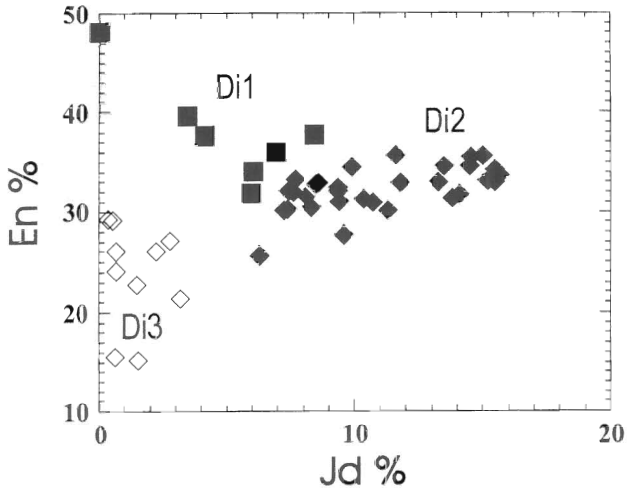
1989). V celej ploche pyroxenitu s prehnitom (obr. 1) sme vo výbrusoch zistili len 5 zŕn pôvodného sanidínu, ktorý vždy lemuje symplektit prehnitu s albitom (obr. 2). Sanidín kryštalizoval v predmetamorfnom štádiu A spolu s diopsidom-1 (tab. 1). Táto asociácia spolu s rutilom, zirkónom (zrná majú viac ako 50 μm) a Cr spinelom indikuje magmatický pôvod protolitu v oblasti chemického zloženia magmy shonkinitového zloženia alebo Cpx-lamprofýru. Vzhľadom na vysoký podiel Cpx, kalcitu, skupiny REE-klinozoisitu a allanitu v metamorfite je pravdepodobné, že predmetamorfným protolitom bol karbonatit, ktorý bol v interakcii s Na a K silikátovou taveninou.

Metamorfné štádium B

Metamorfné štádium B protolit významne prepracovalo. V tomto štádiu vznikol Na diopsid-2 (Jd 7–16 mol. %, obr. 4), časť hydrogrosuláru (stred), časť Mg aktinolitu–tremolitu (Mg/(Fe + Mg) = 0,83, Na 0,154 v pozícii B) a talku, ktorý sa v poslednom štádiu (D) hydrátoval na zmes saponitu a talku (tab. 1, obr. 2, 3 a 6). Vysokotlakové podmienky štádia B sme odvodili od minerálnej asociácie v poli stability albitu, od obsahu jadeitového komponentu v Na diopside-2 a od obsahu H_2O (0,5–2,2 hmot. %) v hydrogrosulári. Hydrogrosulár kryštalizoval pri teplote 500–650 °C v poli stability hydrogrosulár + kremeň pri tlaku P_{H2O} nad 10 kbar (Pistoriuus a Kennedy, 1960). V priesečníku reakcie Tlc + 2Qtz + 3Cal = 3Di + $3CO_2$ + H_2O a Tlc + 2Di = Tr sme v kombinácii s uvedenými údajmi stanovili P-T a vrchol metamorfózy v exhumačnom štádiu B na 720 °C a 17 kbar (Berman, 1987).

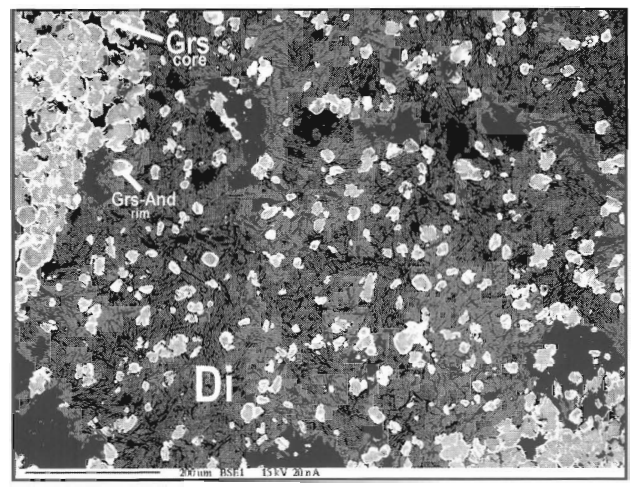
Retrográdne metamorfné štádium C

V retrográdnom štádiu C kryštalizovala hlavná časť hydrogrosuláru (okraj) s vyšším obsahom H_2O (okolo 2,2 %) a minerálna asociácia aktinolit + REE klinozoisit–allanit + Fe-diopsid-3 + titanit + albit + K živec + antigorit + rodochrozit–smithsonit + kremeň + Mg chlorit + ilmenit + apatit + kalcit. Tieto minerály vznikli metamorfnými reakciami z minerálnej asociácie predmeta-



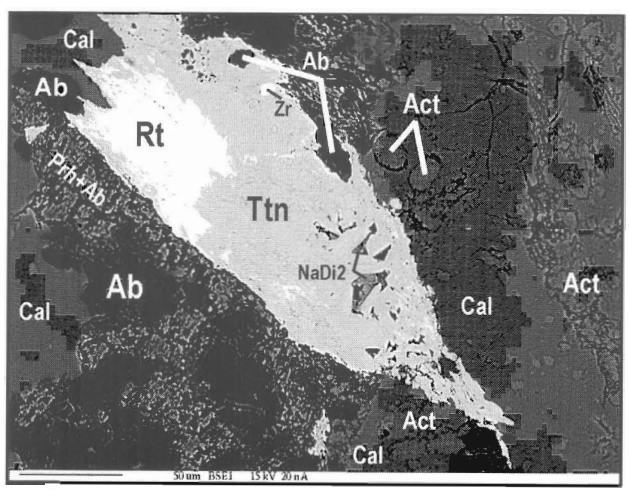
Obr. 4. Chemická klasifikácia troch odlišných generácií diopsidu (Di1, Di2 a Di3) v prehnit-pyroxenite na lokalite Danková podľa obsahu enstatitovej (En) a jadeitovej (Jd) molekuly.

Fig. 4. Chemical classification of three differet diopside generations (Di1, Di2 and Di3) in prehnite-pyroxenite from the locality Danková according to enstatite (En) and jadeite (Jd) molecule.



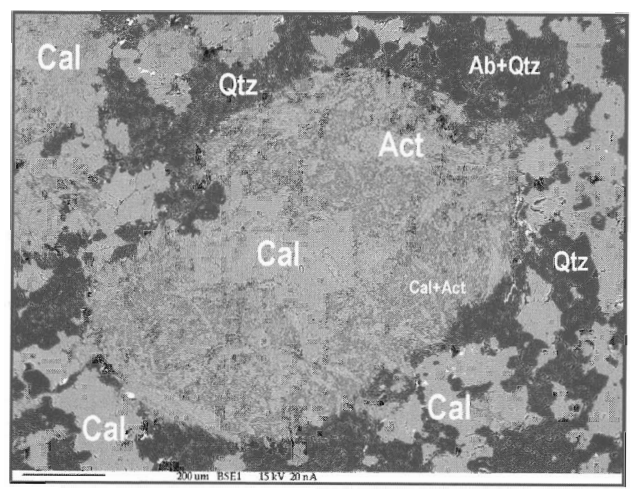
Obr. 6. Vzťah diopsidu-2 (Di2) bohatého na Na talku–saponitu (Tlc-Sap) a zonálneho hydrogrosuláru (Grs) v matrixe prehnit-pyroxenitu. Odrazené elektróny

Fig. 6. Relation of diopside-2 (Di2) rich in Na-talc–saponite (Tlc-Sap) and zonal hydrogrossular (Grs) in matrix of prehnite-pyroxenite Backscattered electrons.



Obr. 5. Vzťah rutilu (Rt), titanitu (Ttn), reliktu Na diopsidu-2 a matrixu s prehnitom (Prh), albitom (Ab), Mg-aktinolitom (Act) a kalcitom (Cal). Titanit vznikol podľa modelovej reakcie $3Rt + Qtz + 5Di + H_2O = 3Ttn + Tr$ v C štádiu metamorfózy a exhumácie prehnit-pyroxenitu. Odrazené elektróny.

Fig. 5. Relation of rutile (Rt), titanite (Ttn), relict of Na-diopside-2 and matrix with prehnite (Prh), albite (Ab), Mg-actinolite (Act) and calcite (Cal). Titanite originated according to model reaction $3Rt + Qtz + 5Di + H_2O = 3Ttn + Tr$ in C phase of metamorphism and exhumation of prehnite-pyroxenite. Backscattered electrons.



Obr. 7. Rozpad diopsidu na kalcit (Cal), aktinolit (Act) a kremeň (Qtz) na konci C štádia metamorfózy. Vzorka je z kontaktu prehnit-pyroxenitu s čiernou bridlicou (pozri obr. 1). Ostatné vysvetlivky sú v tab. 1. Odrazené elektróny

Fig. 7. Decomposition of diopside on calcite (Cal), actinolite (Act) and quartz (Qtz) at the end of C metamorphic phase. Sample was taken from the contact of prehnite-pyroxenite with black schist (cf. Fig. 1). Futher explanations are in Tab. 1. Backscattered electrons.

morfného štádia A a metamorfného štádia B. Charakteristickým znakom tohto štádia je vznik titanitu podľa reakcie $Rt + Qtz + Cal = Ttn + CO_2$ alebo $3Rt + Qtz + 5Di + H_2O = 3Ttn + Tr$ (obr. 5). Podľa výpočtu priebehu týchto reakcií v P-T diagrame sme pre retrográdnu metamorfózu exhumačného štádia C stanovili teplotu 600 °C a tlak 6–8 kbar (Berman, 1987). Pri nasledujúcej exhumácii prehnit-pyroxenitu smerom na povrch v kontaktnej zóne prehnit-pyroxenitu s čiernou bridlicou prebiehala úplná premena diopsidu na tremolit–aktinolit a kalcit podľa modelovej reakcie $5Di + 3CO_2 + H_2O = Tr\text{-}Act + 3Cal$ (obr. 7). Diopsid sa rozpadával pri teplote 500–630 °C a tlaku P_{CO2} 3–6 kbar. Takéto P-T podmienky charakterizujú poslednú premenu v štádiu C (Metz, 1970).

Retrográdne metamorfné štádium D

Posledné D štádium retrográdnej metamorfózy bolo po exhumácii pyroxenitu pri teplote 300–400 °C a tlaku 3–5

kbar v P-T podmienkach prehnitovej fácie (Spear, 1995). Indexovou minerálnou asociáciou tohto štádia je prehnit + saponit + kalcit (tab. 1).

Literatúra

Brown, W. L., & Parsonns, I., 1989: Alkali feldspars ordering rates, phase transformation and behaviour diagrams for igneous rocks. *Mineral. Mag. (London), 53, 25–42*

Berman, R. G., 1987: Geocalc. Software of the University of Brithish Columbia. Vancouver, Canada VGT 2B4.

Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J., 1992: An introduction to the rock-forming minerals. Second Edition. *Geol. Soc., London, 425–430.*

Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J., 1997: Rock-forming minerals – single-chain silicates (pyroxenes). Volume 2A Second Edition. *Geol. Soc., London, 20–278.*

Grecula, P., 1994: Mladšie paleozoikum hraničnej zóny gemerika a veporika – sekvencie iniciálneho štádia meliatskeho vývoja. *Mineralia Slov., 6, 427–432.*

Hovorka, D., Ivan, P., Jaroš, J., Kratochvíl, M., Reichwalder, P., Rojkovič, I., Spišiak, J., & Turanová, L., 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians (Czechoslovakia). *Bratislava, GÚDŠ, 65–69.*

Jaroš, J., Hovorka, D., Kratochvíl, M., & Mock, R., 1980: Inner structure of serpentinite bodies and structural position of the West Carpathian ophiolites. *Ofioliti (Bologna), 5, 1 133–136.*

Kamenický, J., 1957: Serpentinites, basalts and glaucophanitic rocks of Triassic sequences of the Spiš-Gemer Ore Mts. *Geol. Práce, Zoš., 45, 3–71*

Kordiuk, B., 1941 Über das Alter der slowakischen Serpentine Zentralblatt f. *Min. Geol. Paleontol., 56–63*

Metz, P. 1970: Experimentalle Untersuchung der Metamorphose von kieselig dolomitischen Sedimenten. II Die bildungsbedigungen des Diopsides. *Contr. Mineral. Petrology 28, 221–250.*

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

Radvanec, M., 2000: P-T dráha exhumácie ultravysokotlakovo metamorfovaného peridotitu nedaleko Jakloviec na severe gemerika a na lokalite Skalka pri Sedliciach na sever od pruhu Branisko – Čierna hora. *Mineralia Slov., 5, 439–458.*

Spear, F. S., 1995: Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time phases. *Mineral. Soc. Amer. Monograph., 393–446.*

Zlocha, J., & Hovorka, D., 1971 Výskyt azbestov v Západných Karpatoch. *Mineralia Slov., 3, 295–318.*

Zlocha, J., 1980: Final report and calculation of resources. Jaklovce-VP. chrysotile asbestos. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 358–360

Brucite deposits from the Apuseni Mts. (Romania)

CORINA IONESCU[1] and VOLKER HOECK[2]

[1]Babes-Bolyai University, 1 Kogalniceanu str., RO-40084 Cluj-Napoca, Romania
corinai@bioge.ubbcluj.ro
[2]Salzburg University, 34 Hellbrunner str., A-5020 Salzburg, Austria
volker.hoeck@sbg.ac.at

(Received 23. 5. 2005)

Abstract

In the Apuseni Mts. (NW Romania) various hornfelses, skarns, and hydrated metasomatic rocks were formed at the contact between Mesozoic sedimentary rocks and two large Late Cretaceous-Early Paleogene granodioritic intrusives. Large brucite-bearing zones occur in the Anisian calcitic-dolomitic marbles forming two main deposits: Budureasa in the north and Pietroasa in the south. The irregular, sometimes lens-shaped brucite-bearing zones range from several metres up to tens of metres in width and from tens to hundreds of metres in length.

Brucite occurs as small thin lamellas. Well-developed larger lamellas are rare. Brucite lamellae group in clusters of various shapes. Three types of clusters could be identified: (1) small, isometric clusters, rarely containing relics of periclase; (2) large, irregular-shaped clusters, often containing carbonate relics; (3) oval-shaped clusters with brucite associated with forsterite relics and serpentine minerals.

The bulk chemical analyses of the brucite-bearing dolomitic limestones point to an inhomogeneous brucite distribution inside both deposits with either brucite-rich (up to 40 %) or brucite-poor domains (less than 5 % brucite).

The studies carried out on the brucite deposits reveal a model of heating and cooling sequences under conditions of very low X_{CO_2} during the contact metamorphism. The stratigraphic column of sediments covering the granodiorites at the time of the intrusion range from 2.5 to 4 km, pointing to approximately 0.1 GPa pressure for the contact metamorphism. At this pressure, the upper temperature limit of brucite is 600–610 °C, according to the reaction br = per + H_2O. Lower temperatures, at 400 °C, can be estimated from the decomposition of forsterite according to reaction 20br + atg = 34fo + 51H_2O. The direct decomposition of dolomite according to the reaction dol + H_2O = br + cc + CO_2 could take place over a wide range of temperatures.

Key words: Apuseni Mts., granodiorites, contact aureola, brucite deposits, phase diagrams

Introduction

Brucite $Mg(OH)_2$ represents an industrial mineral with multiple fields of use. It is a high-refractory raw material used for bricks and furnaces as well as a major source for metallic Mg or for Mg used in medicine. As flame retardant, brucite is largely used as mineral filler, for different cables or rubber products. One of main qualities of brucite is represented by its high capacity of sorption of heavy metal ions, so it can be used for the water purifying, for the selective extraction of heavy metal ions, and for the neutralization of acid waste waters.

Geological setting

In the northern part of the Apuseni Mts. (NW Romania) the Late Cretaceous to Early Paleogene intrusions into the surrounding dolomites, limestones and other sediments of Mesozoic and rarely Paleozoic age, generated extended and complex contact aureoles. They comprise skarns, hydrated metasomatic rocks and hornfels respectively (Ionescu and Balaban, 1998). Among them, large brucite-bearing zones occur in the Anisian dolomitic marbles, forming two main deposits: Budureasa in the north and Pietroasa, in the south.

Between 1982 and 1990 the brucite deposits from Budureasa and Pietroasa were investigated by surface pits, drillings and underground galleries and the brucite-bearing zones were sampled at 1 m spacing, resulting in an enormous wealth of analytical, mainly chemical data (Ionescu, 1999).

A schematic and idealized view of the contact of granodiorites with the Anisian dolomites shows a zoned structure (Fig. 1), i. e. a transition from Mg-skarns into brucite-bearing zones and finally to dolomites.

(i) Granodiorites are holocrystalline hypidiomorphic, sometimes with porphyric appearance.

(ii) Mg-skarns comprise periclase, forsterite, pyroxenes, garnets, vesuvianite, as well as clinohumite, tremolite, phlogopite, talc, chlorite, epidote-zoisite, apatite, serpentine

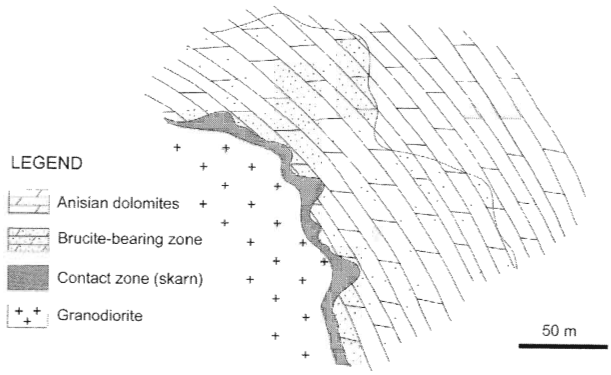


Fig. 1. Idealized sketch through the contact between granodiorites and Anisian dolomites.

minerals, quartz a.o. The skarn thickness around the granodioritic bodies is relatively small, ranging from 0.5 up to 5–7 m.

(iii) Brucite-bearing zones occur only at some distances from the contact. The irregular, sometimes lens-shaped brucite-bearing zones range from several metres up to tens of metres in width and from tens to hundreds of metres in length. The average thickness of the brucite-bearing zones is about 50 to 100 m.

The average content of brucite is 10.5 % in the Budureasa deposit and 7.6 % in the Pietroasa deposit respectively. The bulk chemical analyses of the brucite-bearing dolomitic limestones point to an inhomogeneous brucite distribution inside both deposits with either brucite-rich (up to 40 %) or brucite-poor domains (less than 5 % brucite).

(iv) Outside brucite-bearing zones, only almost pure Anisian recrystallized dolomite occurs, without or with very low Si and Al content occur.

Brucite mineralogy

The mineralogical features of brucite were investigated by polarized light microscopy, scanning electron microscopy, XRD and microprobe.

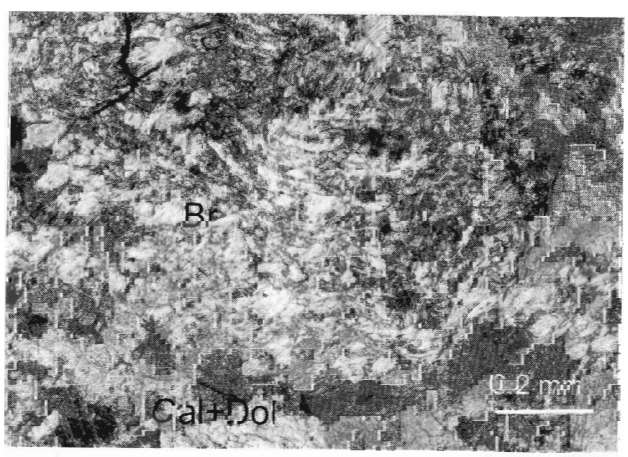


Fig. 2. Cluster with brucite (Br) lamellae in a carbonate (Cal + Dol) matrix N+.

The Si-poor Anisian dolomites transformed directly upon heating into periclase-bearing and brucite-bearing dolomitic limestones respectively. Other minerals such as forsterite, antigorite and chlorite occur only rarely together with brucite.

Brucite forms small lamellae of 20 x 20 x 2 μm up to 80 x 50 x 6 μm (Fig. 2). Large lamellae, over 1 mm in length were only exceptionally found.

Brucite lamellae group in clusters of various shapes and sizes (50 μm to 1.3 mm in average). The fillings of small veinlets or isolated crystals are rare.

Three main types of brucite clusters could be identified:

a. Small, isometric clusters, about 50 μm in diameter, rarely containing relics of periclase.

b. Large, irregular or rhombohedral-shaped clusters, often containing carbonate relics; the diameter of these clusters range from 0.5 up to 1.6 even 1.8 mm sometimes.

c. Oval-shaped clusters, about 0.1 x 0.3 mm in average, with brucite associated with forsterite relics and serpentine minerals.

Microprobe investigations reveal 86.05–86.51 % MgO in brucite, as well as the presence of the same mixture of calcite + dolomite grains inside the brucite cluster as in the surrounding carbonate mass.

The XRD performed on the whole brucite-bearing dolomitic limestone proved the presence of brucite, calcite and dolomite. Calculated values of elementary cell are close to those reported in the literature for pure minerals.

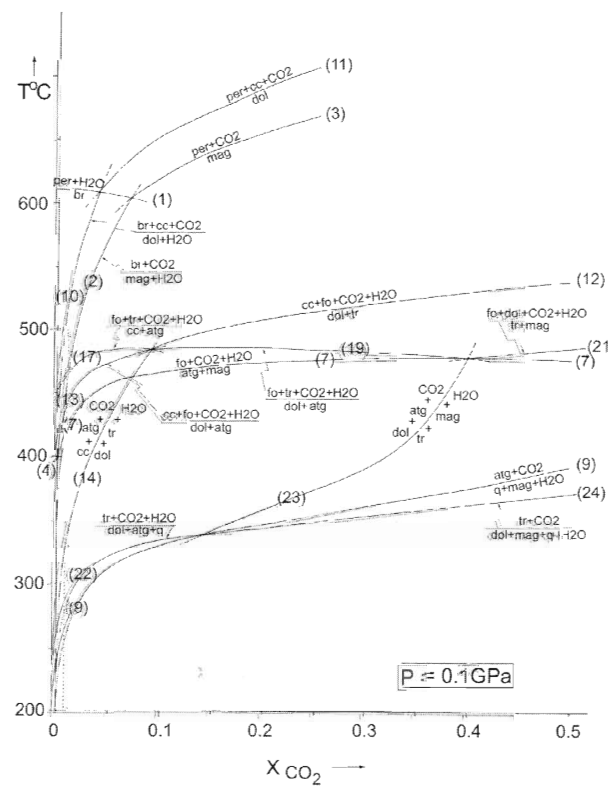


Fig. 3. A phase diagram for brucite calculated with Thermocalc (Powell and Holland, 2001).

Petrogenesis of the Brucite-bearing rocks

It can be concluded, from mineralogical and field observations that brucite formed:

- by a prograde reaction, which generated periclase: dol → per + cc + CO_2 followed by a retrograde reaction, which generated brucite: per + H_2O → br
- directly from dolomite by decomposition: dol + H_2O → br + cc + CO_2 or
- quite rare, by decomposition of forsterite: fo + H_2O → br + atg

Phase diagrams. The brucite-bearing assemblages can be described in the CaO-MgO-SiO_2–H_2O-CO_2 system (Fig. 3), with the minerals: calcite-dolomite-periclase--brucite-forsterite-antigorite-(magnesite-tremolite and quartz: Ionescu and Hoeck, 2004).

Among the several possible reactions (calculated with Thermocalc by Powell and Holland, 2001) the most important for brucite genesis are the followings:

(1) per + H_2O = br
(4) 34fo + 51H_2O = 20br + atg
(10) dol + H2O = br + cc + CO_2
(11) dol = per + cc + CO_2

The stability fields for the main dolomite bearing assemblages in Budureasa and Pietroasa brucite deposits show that:

- The stability field of brucite is restricted to the very low X_{CO2} (< 0.05) in a wide range of temperatures, up to 610 °C;
- Brucite can form also in the original field of dolomite, at very low X_{CO2} or at the conditions of external influx of H_2O-rich fluids (from the granodiorite);
- At even lower X_{CO2}, brucite forms from forsterite.

Conclusions

- The studies carried out on the brucite deposits reveal a model of heating and cooling sequences under conditions of very low X_{CO2} during contact metamorphism of the Anisian dolomites caused by the Late Cretaceous-Early Paleogene (hydrous) granodiorites.
- The pressure estimates for the heating and cooling paths can be based on field relations: the stratigraphic column of sediments covering the granodiorites at the time of the intrusion ranges from 2.5 to 4 km, pointing to approximately 0.1 GPa pressure for the contact metamorphism.
- At 0.1 GPa pressure, the upper temperature stability limit of brucite is near 600–610 °C, according to reaction (1) br = per + H_2O.
- Lower temperatures, close to 400 °C, can be estimated from the decomposition of forsterite according to reaction (4) 20br + atg = 34fo + 51H_2O.
- The direct decomposition of dolomite according to the reaction (10) dol + H_2O = br + cc + CO_2 can take place over a wide range of temperatures.

References

Ionescu, C., 1999: Brucite: Mineralogy and mineralogenesis. *Ed. Did. Ped., Bucharest, 156.*

Ionescu, C., & Balaban, A., 1998: Thermal contact aureola of the banatitic intrusions from Budureasa and Pietroasa, Bihor Mts. (in Romanian). *Stud. Univ. Babes-Bolyai, XLIII, 1, 67–74.*

Ionescu, C., & Hoeck, V., 2004: The mineralogy and genesis of the brucite deposits from NW Romania. *Abstract vol. 2. The 32nd International Geological Congress, Florence, 470.*

Powell, R., & Holland, T., 2001 Course notes for Thermocalc Workshop 2001 Calculating metamorphic phase equilibria (CD).

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 361–362

Ramanova spektroskopia minerálov skupiny serpentínu metaultramafických hornín Západných Karpát

JOZEF STANKOVIČ[1], DANIELA GASTALDI[2] a CATERINA RINAUDO[2]

[1]Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovenská republika
[2]Dipartimento di Scienze dell' Ambiente e della Vita, Università del Piemonte Orientale, Via Bellini 25/G, 15100 Alessandria, Italy

(Doručené 1. 3. 2005)

Raman spectroscopy of serpentine-group minerals from metaultramafic rocks in the Western Carpathians

According to dominant presence of rock-forming serpentine-group minerals (chrysotile, lizardite, antigorite) the metaultramafic rocks of Western Carpathians are divided into two groups: bodies with antigorite (occurrences in pre-Mesozoic metamorphic complexes) and bodies with chrysotile and lizardite (connected by Mesozoic rocks sequences). Raman spectroscopy of serpentine-group minerals pointed to new opportunities in their identification: antigorite is characteristic by explicit spectral peaks at wavenumbers: 1044 cm^{-1}, 683 cm^{-1}, 635 cm^{-1}, 520 cm^{-1}, 375 cm^{-1}, 230 cm^{-1} and chrysotile by 1105 cm^{-1}, 693 cm^{-1}, 390 cm^{-1} and 348 cm^{-1}. Presence of chrysotile or antigorite allows to integrate metaultramafic bodies into groups formed at different geological positions and P–T conditions.

Key words: Raman spectroscopy, metaultramafics, antigorite, chrysotile, Filipovo, Sedlice

Metóda výskumu

Hoci Ramanov efekt je známy od roku 1928 a jeho spektroskopia s IR spektroskopiou sú komplementárne identifikačné metódy, prvé komerčné prístroje, ktoré ho využívajú, sa objavili až v roku 1950. Ramanova spektroskopia sa dynamickejšie začala rozvíjať hlavne pred 40 rokmi po zavedení laseru a Fourierových transformácií do jej aplikácie, lebo bez týchto doplnkov je používanie prístrojov späté s veľkými ťažkosťami. Súčasné komerčne vyrábané Ramanove spektrometre majú vo výbave laser (*Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation* – zosilňovanie svetla stimulovanou emisiou žiarenia) pracujúci v plynnom, kvapalnom alebo v tuhom skupenstve a pokrývajúci oblasť od VIS cez UV až po rtg. žiarenie. Stimulovaná emisia v tomto prípade značí takú produkciu excitovaných stavov atómov alebo molekúl, pri ktorej vznikajú fotóny žiarenia s rovnakou frekvenciou. V laseri zároveň pôsobí pozitívna spätná väzba (čím viac fotónov s danou frekvenciou sa vyžiari, tým viac sa ich podnecuje). Pracovným prostredím lasera je rezonátor, oblasť medzi dvoma zrkadlami, kde sa generujú (a odrážajú) fotóny s určitou frekvenciou, smerom pohybu alebo s polarizáciou. V ňom môžu zotrvať len vlnové dĺžky spĺňajúce istú podmienku. Vlny, ktoré túto podmienku nespĺňajú, sa rušia interferenciou. Vlnové dĺžky, ktoré sú mimo rozsahu frekvencií lasera, tiež rýchlo miznú, lebo ich nemá čo zosilniť. Fotóny sú teda mnohonásobne zosilnené práve vďaka možnosti stimulovanej emisie v prostredí lasera. Takýto fotón totiž stimuluje ďalšie fotóny s presne takou frekvenciou, akú má on sám. Fotóny sú navyše vo fáze, t. j. maximá a minimá ich vĺn sa zhodujú. Takto generované žiarenie sa odráža medzi dvoma zrkadlami a po dosiahnutí istej intenzity vyráži cez polopriepustné zrkadlo ako monochromatický koherentný laserový lúč. Koherencia žiarenia značí, že všetky elektromagnetické vlny sú vo fáze.

Sú tuhofázové a kvapalné lasery. Jedným z najstarších tuhofázových typov je rubínový laser vytvorený roku 1960. Jeho náplň tvorí kryštál rubínu, čo je Al_2O_3 s prímesou Cr^{3+} iónov v mriežke. Ďalej je to laser skladajúci sa z Nd^{3+} iónov vyskytujúcich sa v nízkej koncentrácii v ytritovo-hlinitom granáte ($Y_3Al_5O_{12}$). Nd-YAG laser pracuje pri vlnovej dĺžke 1064 nm. Pri plynových laseroch zvyčajne ide o dvojzložkovú zmes plynov – jednou sa dosahuje budenie a druhá sa využíva na emisiu. Medzi plynové lasery patrí napr. héliovo-neónový (zmes v pomere 5 : 1), argónový, kryptónový, CO_2 a dusíkový. Tuhofázové a plynové lasery pracujú len na istých frekvenciách a nedajú sa spojito ladiť. Požiadavku laditeľnosti spĺňa farbivový laser, ktorý obsahuje rozpúšťadlo so širokou vibračnou charakteristikou. Rezonátor sa v takom prípade ladí otáčaním difrakčnej mriežky a tým sa nastavuje pracovná vlnová dĺžka.

Ramanovo spektrum sme merali na Univerzite v Alessandrii (Taliansko) na vzorkách serpentínových minerálov Ramanovým spektrometrom Jobin Yvon HR 8000 LabRam vybavenom mikroskopom Olympus BX41 a vzduchom chladeným detektorom CCD, v ktorom je zdrojom žiarenia laser HeNe 20mW (632, 8 nm, 20mW) v rozsahu frekvencií vlnočtu 200–1200 cm^{-1}.

Ramanova spektroskopia potvrdila možnosť identifikovať minerály skupiny serpentínu, pričom antigorit je charakteristický prejavmi pri vlnočte 1044 cm^{-1}, 683 cm^{-1}, 635 cm^{-1}, 520 cm^{-1}, 375 cm^{-1} a 230 cm^{-1} a chryzotil pri 1105 cm^{-1}, 693 cm^{-1}, 390 cm^{-1} a 348 cm^{-1}. Tieto hodnoty sú v zhode s doteraz publikovanými (Bard et al., 1997; Rinaudo et al., 2003, a i.).

Geológia študovaných výskytov

Vzorka z olivínovo-amfibolovo-chloritového metaserpentinitu od Filipova (severné veporikum) obsahuje horninotvorný antigorit. Okrem tohto telesa sú zo západokarpatskej geologickej literatúry známe aj ďalšie výskyty podobných hornín (Hovorka et al., 1983, 1985, 1993, 1994, 1997; Spišiak et al., 1998, 2000; Méres et al., 2000). Ich rudnú mineralizáciu študoval Rojkovič et al. (1978, 1979, 1982, 1985) a Chovan et al. (1994) a geologickou, štruktúrnopetrografickou a geochronologickou stránkou okolitých hornín metabazitovo-amfibolitového komplexu v doline Veľkého Zeleného potoka, ako aj ďalších oblastí hronského komplexu sa najnovšie zaoberal Korikovsky a Putiš (2002). Z ich práce vyberáme, že teleso metaserpentinitu pri Filipove sa prevažne skladá zo serpentínovo-tremolitovo-cummingtonitovo-chloritovo-olivínovo-magnetitových hornín. Metaserpentinity sa miestami skladajú z Mg-chloritovo-tremolitovo-magnetitových hornín bez serpentínu.

Všetky minerály sú metamorfné a horniny odvodené od primárnych magmatických fáz, za aké sa pokladajú úplne serpentinizované plagioklasové harzburgity (kompozícia hornín – okrem obsahu H_2O a CO_2 – korešponduje s plagioklasovými harzburgitmi). Okolitou horninou je staurolitovo-chloritovo-granatická a dvojsľudná rula a epidotické amfibolity hronského komplexu. Metaserpentinity majú jemnozrnný matrix s euhedrálnym neorientovane usporiadaným acikulárne prizmatickým tremalitom, Mg-hornblenditom, Mg-cummingtonitom (veľkosť od 0,1 do 0,7 mm), Mg-chloritom, so zaoblenými a predĺženými porfyroblastmi olivínu, kryštálikmi magnetitu a ilmenitu. Zistil sa aj nie ojedinelý výskyt chlórapatitu (Krist, 1967). Euhedrálny habitus týchto minerálov indikuje, že asociácia kryštalizovala po serpentíne pri prográdnej metamorfóze nízkoteplotných serpentinitov, a to skôr ako sa nahromadili vysokoteplotné minerály ultrabazitov, a preto sa označujú nie ako metaharzburgity, ale ako metaserpentinity. Magnetit a ilmenit sa vyskytujú vo všetkých mineráloch, no najčastejšie v chlorite. V telese od Filipova sa nenašiel nijaký mastenec ani karbonáty. Podobne ako všetky minerály obsahujúce vodu aj olivín je metamorfný. Jeho zrná majú v centrálnej časti a na okrajoch priamo rastúce tvary, obsahujú množstvo acikulárnych inklúzií cummingtonitu a tremolitu a sú v rovnovážnom kontakte s Mg-chloritom, so všetkými amfibolmi a so základnou serpentínovou hmotou.

Vzorka chryzotilu sa analyzovala z metaultramafického telesa lokality Sedlice. Geologickými aspektmi a horninotvornými minerálmi tohto telesa sa zaoberal Cambel (1951), Hovorka et al. (1980, 1985). Fejdi a Kolník (1988), Radvanec (2000), rudné minerály podrobne študoval Kantor (1955), Rojkovič et al. (1978, 1979, 1985) a geofyzikálne metódy tam použil Gnojek a Kubeš (1991).

Literatúra

Bard, D., Yarwood, J. & Tylee, B., 1997: Asbestos fibre identification by Raman microspectroscopy. *J. Raman Spectroscopy, 28, 10, 803–809.*

Fejdi, P. & Kolník, B., 1988: Pyroxénová geotermometria a geobarometria ultrabázického telesa pri Sedliciach. *Mineralia Slov., 2, 149–159.*

Gnojek, P. & Kubeš, P., 1991: Svědectví magnetometrie o ultrabázickém tělese u Sedlic. *Mineralia Slov., 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 Gemeride Mesozoic. *Mineralia Slov., 6, 481–505.*

Hovorka, D., Ivan, P. & Spišiak, J., 1984: Nappe with the amphibolite facies metamorphites in the Inner Western Carpathians: Its position, origin and interpretation. *Mineralia Slov., 1, 73–86.*

Hovorka, D., Ivan, P., Jaroš, J., Kratochvíl, M., Reichwalder, P., Rojkovič, I., Spišiak, J. & Turanová, L., 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians, Czechoslovakia. *Bratislava, GÚDŠ, 258.*

Hovorka, D. & Méres, Š., 1993: Leptynitovo–amfibolitový komplex Západných Karpát: vystupovanie a litologická náplň. *Mineralia Slov., 1, 1–9.*

Hovorka, D., Chitrov, V. G. & Rojkovič, I., 1980: Obsah Pt, Pd, Rh, Ru a Au v niektorých typoch ultramafických hornín Západných Karpát. *Mineralia Slov., 3, 267–273.*

Chovan, M., Háber, M., Jeleň, S. & Rojkovič, I., 1994: Ore textures in the Western Carpathians. *Bratislava, SAV, 219.*

Korikovsky, S. P. & Putiš, M., 2002: Olivine–orthopyroxene–amphibole–talc–chlorite metaserpentinites in the medium-temperature metamorphic complex of Northern Veporic, Western Carpathians: Phase relations, metamorphic parameters, comparison with gneiss and amphibolite associations. *Petrology, 10, 1, 1–22.*

Méres, Š., Ivan, P. & Hovorka, D., 2000: Granaticko-pyroxenické metabazity a antigorické serpentinity – dôkaz prítomnosti leptynitovo-amfibolitového komplexu v Branisku. *Mineralia Slov., 5, 479–486.*

Radvanec, M., 2000: P-T dráha exhumácie ultravysokotlakovo metamorfovaného peridotitu nedaleko Jakloviec na severe gemerika a na lokalite Skalka pri Sedliciach na sever od pruhu Branisko – Čierna hora. *Mineralia Slov., 5, 439–458.*

Rinaudo, C., Gastaldi, D. & Belluso, E., 2003: Characterization of chrysotile, antigorite and lizardite by FT Raman spectroscopy. *Canad. Mineralogist, 41, 4, 883–890.*

Rojkovič, I., Hovorka, D. & Krištín, J., 1978: Spinel group minerals in the West Carpathian ultrabasic rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 29, 2, 253–274.*

Rojkovič, I. & Hovorka, D., 1979: Relation of ore mineralization to geochemistry of the West Carpathians ultramafic rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 449–462.*

Rojkovič, I., 1985: Rudná mineralizácia ultramafických telies Západných Karpát. *Bratislava, Veda, 112.*

Spišiak, J., Hovorka, D. & Pitoňák, P., 1998: Báziká a ultrabáziká v dumbierskej zóne Nízkych Tatier – petrologické a metalogenetické aspekty. *Mineralia Slov., 1, 15–22.*

Spišiak, J., Soták, J., Magyar, J. & Rojkovič, I., 2000: Ultrabasites from the East Slovakian basin basement. *Mineralia Slov., 3, 305–306.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 363–366

Boron content of Miocene calc-alkaline volcanic core samples from the Trans-Tisza Region (Hungary)

KATALIN GMÉLING[1] and ZOLTÁN PÉCSKAY[2]

[1]Nuclear Research Department, Institute of Isotopes, Chemical Research Center, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, H-1121 Konkoly Thege Miklós út 29-33, Hungary; gmeling@alpha0.iki.kfki.hu
[2]Institute of Nuclear Research, Hungarian Academy of Sciences, Debrecen, H-4001 Bem tér 18/c, Hungary; pecskay@atomki.hu

(Received 11 4. 2005)

Abstract

The Miocene volcanic activity in the Trans-Tisza Region (TTR) lasted approximately 8 Ma from the Eggenburgian-Ottnangian to the Pannonian s. l. Under a thick cover of Pannonian sediments, 100 to several 1000 m of volcanic material (andesite, dacite and rhyolite lavas and pyroclastics) can be estimated from boreholes, underlying discordantly with much older sediments. We report the first boron and chlorine concentration data (by prompt gamma activation analysis) of volcanic rocks from the northern TTR (Nyírség area) – where the volcanics reach the greatest thickness (Komoró, Nagyecsed) – and from the middle part of the TTR (Central TTR-flysch) (Fig. 1). These analytical data provide information about the fluid addition to the magmatic source for these volcanoes and the relationship between B content and their K/Ar ages.

The oldest Miocene (Ottnangian, 17.9–18.5 Ma) volcanic rocks are rhyolites from a borehole of Kisújszállás. Boron concentration measured in biotites separated from the above mentioned rhyolite rocks is variable (3.1–7.9 μg/g). East-northeast from this area (at Nyírmártonfalva) the Miocene volcanism started with andesites (17.1 Ma), and were followed by rhyolitic and rhyodacitic tuffs (Middle Rhyolite Tuff), which have an average boron content of 6 μg/g. One of the youngest volcanic rock (12.1 Ma) investigated in this study is from the borehole of Komoró-I having the highest boron content (14.4 μg/g).

Key words: boron, K/Ar dating, prompt gamma activation analysis, Trans-Tisza Region, calc-alkaline volcanism

Introduction, analytical techniques and results

Boron concentration measurements are useful in studies of fluid enrichment of the magmatic source regions of different volcanics. The magmatic volatiles originating from the subducting slab and sediments can be detected by measuring the light, fluid-mobile element contents, like boron or chlorine. Boron is a highly fluid-mobile and incompatible trace element, thus it has great potential as a tracer of deep earth fluids, and in the recycling of crustal materials to the mantle. Boron is enriched in subduction-related volcanic rocks (~35 μg/g) originating from the subducted oceanic slab and sediments (80–120 μg/g; Ryan and Langmuir, 1987; Leeman and Sisson, 1996), compared to the mantle (< 0.1 μg/g; Chaussidon and Jambon, 1994). Most of the boron, along with other fluid-mobile elements like chlorine, leaves the slab during metamorphic dehydration (Leeman et al., 1992; Scambelluri et al., 2004). These volatiles reduce the melting point of the minerals, initiating partial melting.

For boron concentration measurement (on the same samples, which the K/Ar age determination were performed) we used prompt gamma activation analysis (PGAA) at the Budapest Research Reactor (Hungary). Next to boron, few other trace elements (Cl, Sc, Sm and Gd) together with major components were determined. The principle of the PGAA method is the detection of prompt γ-rays which originate in the (n, γ)-reactions during neutron irradiation (Révay and Belgya, 2004). The prompt gamma radiation is characteristic, thus qualitative and quantitative (Yonezawa, 2004) analyses are possible from the prompt gamma spectrum. For detailed description of the prompt gamma spectrometer see Belgya et al. (1997) as well as Révay and Belgya (2004). For the spectrum evaluation, we used the Hypermet PC software developed at the Nuclear Research Department, Institute of Isotopes of the Hungarian Academy of Sciences (Révay et al., 2001). The Dopplerbroadened peak of B at 477.6 keV was fitted with an improved model of Szentmiklósi et al. (2005). The powdered rock samples were dried at 105 °C for 8 hours

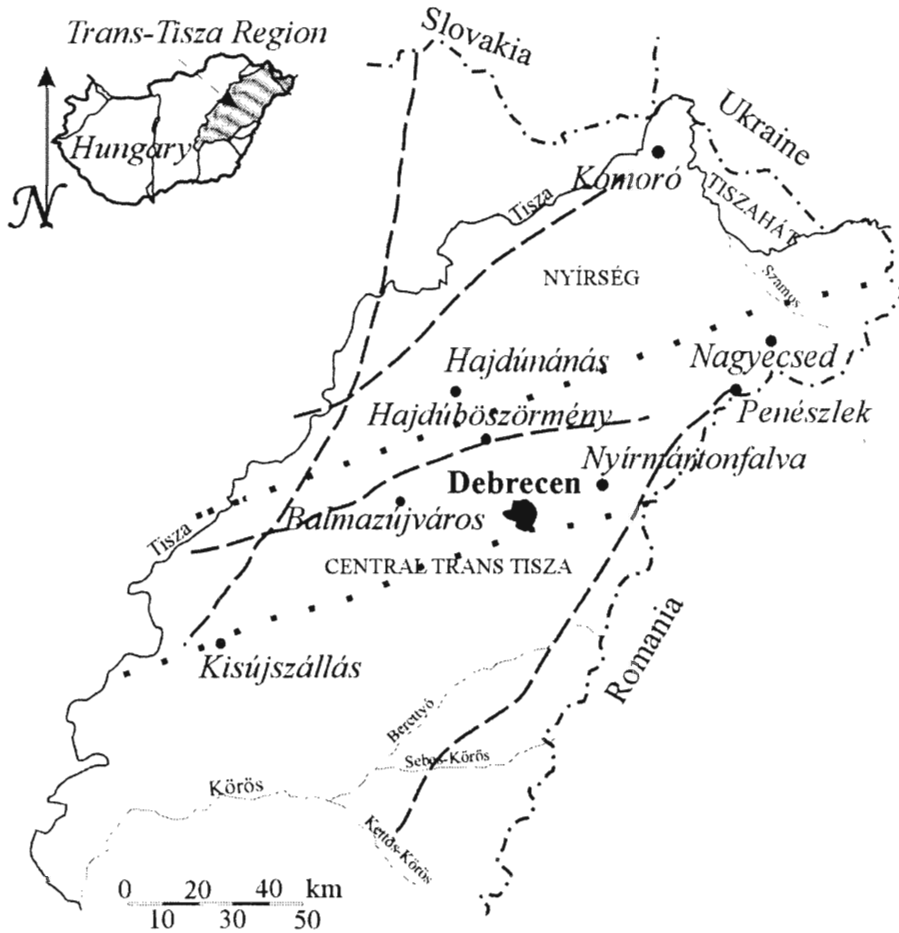


Fig. 1. Sketch of the north-eastern Trans-Tisza Region of Hungary with the borehole locations of the examined core samples, and the important tectonic lines. Dotted lines are the sketchy boundary of the Cretaceous-Paleogene flych zone

and 1–2 g of each were heat-sealed in fluorinated ethylene propylene (FEP) film. From the core of the 10 MW research reactor (Budapest) a cold neutron beam is guided to the PGAA apparatus. The cold neutron beam has a 5 x 10^7 $cm^{-2}s^{-1}$ thermal equivalent flux at the sample position. The neutron beam during these measurements was collimated to an area of 2 x 2 cm. The typical irradiation time lasted for 60–90 minutes.

The K/Ar age determinations of the same core samples and their chronological interpretations were given previously by Széky-Fux et al. (1985). On the basis of petrology and mineralogical composition of the core samples the K/Ar dating has been carried out on whole rocks or monomineralic fractions. The radiogenic argon content was measured with a magnetic mass spectrometer and argon extraction line developed in the Institute of Nuclear Research of the Hungarian Academy of Sciences (ATOMKI). Potassium content was measured with a digital flame photometer. Li internal standard and Na buffer was added to the dissolved sample. See details on experimental method in Balogh (1985).

The main purpose of this study was to report the first boron concentration data of Miocene covered volcanics from TTR (Fig. 1) in respect to their K/Ar ages (Fig. 2a, b). Boron contents of the examined whole rock samples are ranging from 4.4 to 14.4 μg/g, while the boron concentrations of the biotites separated from rhyolites are in between 3.1 and 18.1 μg/g. Boron contents of the examined whole rock and biotite samples overlap (Fig. 2a, c), while the chlorine content of the biotites is obviously higher (above 800 μg/g) then that in the whole rocks (under 100 μg/g, Fig. 2b, d). Correlation between the K/Ar ages and boron-chlorine contents can be observed. Younger the rocks are the more boron and chlorine was measured in them (Fig. 2a, b). Boron and chlorine concentrations of the whole rock samples are increasing with higher SiO_2 concentration (Fig. 2c, d).

Discussion and conclusions

The average boron content of TTR volcanics (8.7 μg/g) and the upper crust (~10 μg/g) is similar, falling in the range typical of the ocean island basalts (1–20 μg/g), but higher then MORB values (~3 μg/g). Due to the incompatible behavior of boron and also chlorine, their concentration is increasing with the increasing SiO_2 concentration. The chlorine content in biotites is much higher then in the whole rock. The boron concentration of biotites

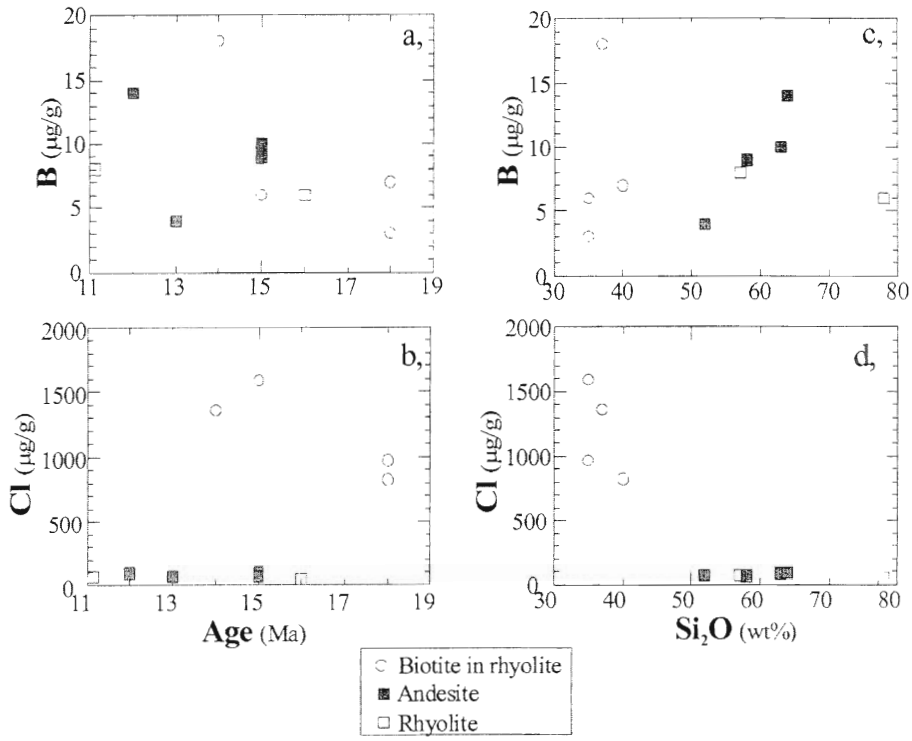


Fig. 2. Boron (a, c) and chlorine (b, d) concentration of andesites, rhyolites and some biotites separated from andesites in respect to their age (Ma) (a, b) and SiO_2 concentration (c, d).

and whole rocks overlap. Fluid/rock partitioning coefficience of chlorine is higher then that for boron, thus B/Cl ratio of fluids leaving the subducting slab is progressively increasing with increasing depths and temperatures (Scambelluri et al., 2004). The B/Cl ratio of the core samples is decreasing with the increasing age of the volcanics.

The low angle subduction of a presumably oceanic crust started at around 20 Ma. The long term subduction caused important source contamination without the subducting slab reaching the magma generation window. In the initial stage of back arc extension, diapiric uprise of large-volume partial melts from the contaminated mantle caused underplating and crustal anatexis. That led to mixing of crustal melts with mantle-derived magmas, resulting in silicic volcanism. In the Miocene, related to a basin formation, intense volcanic activity began in the Central TTR at the Ottnangian stage (18.2 Ma). The TTR volcanic rocks could be enriched with boron through metasomatism from subduction related fluids or a greater degree of crustal assimilation. Older rhyolites show a larger crustal melt contribution in comparison to the younger ones. With more intense back arc extension decompression melting of the uprising asthenosphere caused andesitic volcanism.

Mantle-derived mafic magmas mixed with variable amount of lower crustal melts resulting in the parental melts of the silicic volcanic rocks of the Bükk foreland. Genetic relationships between the ignimbrites and the calc-alkaline volcanic rocks are suggested by the radiogenic isotope data. However, andesite and dacite scorias and pumices from Bükk foreland show higher boron content (above 20 µg/g; Lukács et al., 2004), measured in the examined TTR samples, which could refer to an inhomogeneous lithospheric mantle composition under the region. Boron and also chlorine can retain beyond the depths of arc magma sources (Scambelluri et al., 2004), thus these light elements potentially introduce anomalies in the upper mantle. This preliminary study support further analysis as planed on similar outcropping calc-alkaline volcanics.

References

Balogh, K., 1985: K/Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary. Experimental technique, experiences and methods of chronological studies. *ATOMKI Reports*

Belgya, T., Révay, Zs., Fazekas, B. Héjja, I., Dabolcza, L., Molnár, G. L., Kis, Z., Östör, Gy. & Kaszás, Gy., 1997: The new Budapest capture gamma-ray facility. *In: G. Molnár, T. Belgya & Zs. Révay (eds.): Proceeeding of 9th International symposium on Capture gamma-ray spectroscopy and related topics. Springer-Verlag, Budapest, Berlin, Heidelberg, 826–837*

Chaussidon, M. & Jambon, A., 1994: Boron content and isotopic composition of oceanic basalts: Geochemical and cosmochemical implications. *Earth planet. Sci. Lett., 121, 3–4, 277–291*

Leeman, W. P., Sisson, V. B. & Reid, M. R., 1992: Boron geochemistry of the lower crust: Evidence from granulite terranes and deep crustal xenoliths. *Geochim. cosmochim. Acta (London), 56, 2, 775–788.*

Leeman, W. P. & Sisson, V. B., 1996: Geochemistry of boron and its implication for crustal and mantle processes. *In: E. S. Grew & L. M. Enovitz (eds.): Boron mineralogy, petrology and geochemistry. Rev. Mineralogist, 33, 645–707*

Lukács, R., Harangi, Sz., Gmeling, K., Ntaflos, T. & Czuppon, Gy., 2004: Petrogenesis of the Miocene silicic volcanic rocks in the Bükklaja Volcanic Field, Northern Hungary. *Abstract Volume of the 32nd International Geological Congress, 280–10.*

Révay, Zs. & Belgya, T., Ember, P. P. & Molnár, G. L., 2001: Recent developments in Hypermet PC. *J. Radioanalytical Nuclear Chemistry, 248, 2, 401–405.*

Révay, Zs. & Belgya, T., 2004: Principles of PGAA method. *In: G. L. Molnár (ed.): Handbook of prompt gamma activation analysis with neutron beams. Kluwer, 30.*

Scambelluri, M., Muntener, O., Ottolini, L., Pettke, T. T. & Vannucci, R., 2004: The fate of B, Cl and Li in the subducted oceanic mantle and in the antigorite breakdown fluids. *Earth planet. Sci. Lett., 222, 217–234.*

Székyné-Fux, V., Pécskay, Z. & Balogh, K., 1987: Miocene volcanic rocks from boreholes in Transtibiscia (Hungary) and their K/Ar chronology. *Bull. Acad. Serbe Sci. Arts. Classe Sci. Nat. 92, 109.*

Szentmiklósi, L., Gméling, K. & Révay, Zs., 2004: Fitting the boron peak and resolving interferences in the 460-490 keV region of PGAA spectra. *11th International Conference 2004 Modern trends in activation analysis. Spec. issue of J. Rad. Nuc. Chem. (in press).*

Yonezawa, Ch., 2004: Quantitative analysis. *In. G. L. Molnár (ed.). Handbook of prompt gamma activation analysis with neutron beams. Kluwer, 113–136.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 367–369

Charakteristika biotitických xenolitov z Brestova, Slanské vrchy

MARIÁN KOŠUTH

Katedra geológie a mineralógie FBERG TU, Park J. A. Komenského 15, 043 84 Košice, Slovenská republika

(Doručené 31. 3. 2005)

Characterization of biotite xenoliths from Brestov, Slanské vrchy Mts.

Andesite extrusive bodies of Brestov Formation *(Sarmatian)* contain xenoliths of various types. The composition of dark-coloured biotitic xenolithes and its minerals was studied by the use of several analytical methods. Both different xenolith types are built mostly of biotite and plagioclase An_{40-60} with less amounts on pyroxenes (augite and enstatite), quartz, K-feldspar and ilmenite. Biotite, with prevailing phlogopite end-member, is more extensively chloritized in the flat schistose xenolith sample, while biotite from large granular xenolith is fresh, nearly untouched by dehydroxylation. We suppose, that both fragments come from the Čierna hora crystalline complex, underlaying the Tertiary basement.

Key words: Neogene andesite, micaceous xenoliths, biotite, mineral composition

Enalogénne xenolity sú fragmenty podložných hornín odlišného petrografického charakteru v magmatických horninách poskytujúce priame informácie o horninách hlbších tektonických jednotiek. Ich výskum sa v Západných Karpatoch začal pomerne nedávno. Študoval som ich v Ca alkalických vulkanitoch na regionálnej úrovni Slanských vrchov.

Jednou z nových lokalít s ich výskytom je Brestov (16 km na JJV od Prešova). Ide o dva lomy na jv. úbočí kóty Zobraná (610 m) 1,5 km od obce. Situované sú v andezitoch *brestovskej formácie*, ktorá je najzápadnejším morfologickým celkom neogénnych andezitových produktov v severojužnej línii Slanských vrchov. Formáciou sú vypreparované extruzívne dómy andezitu *sarmatského* veku (Kaličiak et al., 1981). „Hyperstenický" andezit s amfibolom je svetlosivej farby s porfyrickou štruktúrou. Výrastlice do 7 mm tvorí andezín, pyroxén a čierny amfibol. Andezit je lokálne veľmi pórovitý a dutinky v ňom miestami vypĺňa žltý kalcit. V porovnaní s andezitom Slanských vrchov je relatívne acidnejší (tab. 1).

Hornina obsahuje uzatvoreniny xenolitov z podložných súvrství sedimentov *bádenského* a *karpatského veku*, ktoré tvoria hlavne vrstvy vápnitého a prachovitého ílovca i pieskovca mirkovského, kladzianskeho a soľnobanského súvrstvia (Kaličiak et al., 1981), ale aj magmatické diferenciáty. Zaujímavé sú nálezy tmavých sľudnatých xenolitov. Biotitické xenolity sa v Slanských vrchoch našli aj na lokalite Maglovec a Borovník, ale maglovecké xenolity sú mikrozrnné až celistvé bez znakov bridličnatosti. V xenolitoch z ďalších lokalít tvoria šupinky biotitu len rozptýlenú vedľajšiu zložku. Vzorky z Brestona sa odlišujú hrubšou lepidoblastickou štruktúrou.

Opis vzoriek biotitického xenolitu

Pre xenolit označený BrX1 je typická zreteľná bridličnatosť, ktorá pri xenolite BrX2 chýba. Je plochého tvaru 10 x 1 cm, jemnejšej zrnitosti (0,X mm), relatívne homogénny, s lepidoblastickou štruktúrou. Bridličnatá hnedá hornina je vizuálne blízka pararule až glimmeritu a okrem šupiniek biotitu obsahuje asi 18 % plagioklasu aj augit? (identifikované rtg. analýzou). Kontakt s okolitým

Tab. 1
Porovnanie chemického zloženia obidvoch biotitických xenolitov s analýzami andezitu brestovskej formácie
(*Slavkovský; ^Kaličiak et al., 1981)
Comparison of chemical composition of both biotite xenoliths with analyses of andesite of Brestov Fm.
(*Slavkovský; ^Kaličiak et al., 1981)

vzorka	BrX1	BrX2	andezit*	andezit^
SiO_2	41.16	41.90	58.22	62.16
TiO_2	st.	st.	0.88	0.85
P_2O_5	st.	0.20	0.30	0.17
Al_2O_3	9.94	22.04	18.38	16.86
Fe_2O_3	9.94	4.85	1.89	1.98
FeO	8.62	8.04	3.97	3.89
MnO	st.	0.10	0.11	0.11
CaO	1.96	11.21	2.83	6.30
MgO	11.89	3.95	3.17	2.92
K_2O	3.60	4.00	1.50	2.08
Na_2O	1.00	1.80	1.61	2.86
H_2O	1.29	0.47	1.16	0.13
H_2O^-	3.85	1.22	0.99	–
SUMA	100.38 %	99.78 %	99.78 %	100.31 %

andezitom je ostrý, bez zreteľného reakčného lemu. Čierny kompaktný xenolit BrX2 je väčší (vyše 20 cm) a v porovnaní s plochým xenolitom BrX1 má skôr tvar izometrickej mandle a je hrubšej zrnitosti. Šupinky biotitu sú väčšie (priemer 0,5 mm, maximálne až 3 mm), s vysokým leskom na štiepnych plochách a známky premeny badateľné len pozdĺž puklín. Sľudnatú zložku oproti BrX1 približne v rovnakom objeme prerastá svetlý granulárny plagioklas. Kontakt s andezitom je ostrý, bez vizuálnych známok kaustickej alterácie v exokontakte. Nezreteľný hnedastý lem v endokontakte spôsobujú nahromadené opakové častice vznikajúce alteráciou pyroxénov.

Minerálne zloženie biotitických xenolitov

Prvotné určenie minerálneho obsahu biotitických xenolitov sa opieralo o rtg. difrakčnú analýzu (Mikrometa II, CoKα) aj CHA (tab. 1) vykonanú na Katedre geológie a mineralógie F BERG TU v Košiciach. V rtg. záznamoch vzorky BrX1 aj BrX2 pozície hlavných reflexov, vývoj intenzít i absencia vedľajších difrakčných čiar poukazujú na biotit príp. na biotit analogický flogopitu 3T. Možné flogopitové zloženie signalizuje vysoký obsah MgO v chemickej analýze xenolitu BrX1 (tab. 1). Rtg. analýza v obidvoch xenolitoch potvrdila aj zastúpenie plagioklasu a napriek prekrývaniu reflexov aj pyroxénu. Hlavný reflex chloritu – prirodzeného produktu premeny biotitu – prezrádza istú mieru alterácie, výraznejšiu pri xenolite BrX1. Vzorky sú tiež lokálne zeolitizované, čo možno predpokladať podľa prítomných difrakčných čiar stilbitu.

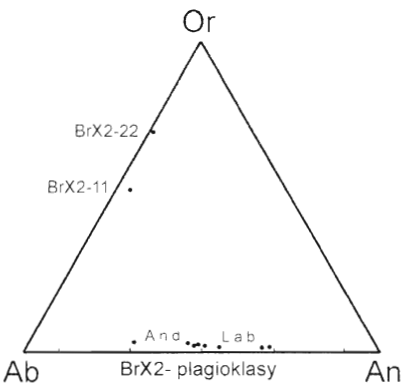
Kompaktný xenolit BrX2 sa analyzoval mikroskopicky a mikroanalyticky. Mikroanalytické meranie sa vykonalo v Rakúsku (Karl-Franzens-Universität, Graz) na prístroji JEOL 6310. Obsah prvkov sa meral metódou WDX s kalibráciou štandardmi, získané dáta sa prepočítavali pre vzorce stechiometrickou metódou a umožnili presne identifikovať a sledovať variabilitu zloženia hlavných minerálov.

Plagioklas. Xenomorfné zrná aj porfyroblasty sú veľké až 1,5, ale prevažne 0,5 mm a mikroskopicky sa vyznačujú typickým polysyntetickým zrastaním. Polohy rtg. difrakčných línií plagioklasu sú blízke nízkemu andezínu (9–457, tab. JCPDS). Chemické zloženie sa overilo mikroanalyticky v rámci ôsmich bodových analýz. Variabilitu izomorfného zastupovania prvkov po prepočte na 8 atómových O ohraničujú intervaly kryštalochemického vzorca (aj obr. 1)

$$(Na_{0,71-0,32}K_{0,04-0,01}Ca_{0,32-0,72})Al_{1,30-1,67}Si_{2,41-2,67}O_8$$

Plagioklas v xenolite BrX2 zodpovedá izomorfnej zmesi albitu a anortitu s približne vyrovnaným zastúpením koncových Na ↔ Ca molekúl. V zmysle staršej nomenklatúry možno zloženie označiť ako andezín alebo labradorit.

Biotit. Spolu s plagioklasom je jednou z dvoch dominantných zložiek xenolitu. Jeho hnedočierne šupinaté kryštáliky majú nízky stupeň prednostnej orientácie. Chemické zloženie dokumentujú tri bodové analýzy WDX.



Obr. 1. Chemické zloženie plagioklasov aj K živcov z BrX2 v ternárnom Or-Ab-An diagrame.

Fig. 1. Chemical composition of plagioclases as well as K-feldspars from BrX2 in ternary diagram Or-Ab-An.

Sumárny obsah molekulárnych komponentov 96,32 až 98,13 % poukazuje na 2–3 % zastúpenie OH aj ostatných prídavných aniónov (F, O a Cl). Pri chýbajúcom stanovení H_2O sa obsah prvkov prepočítal na 22 aniónov O (O_{20} v tetraédrickej pozícii) kryštalochemického vzorca sľúd $I_2M_{4-6\ 2-0}T_8O_{20}(A)_4$ v súlade s novou platnou nomenklatúrou (Rieder et al., 1998). Súborne kreovaný vzorec má tvar

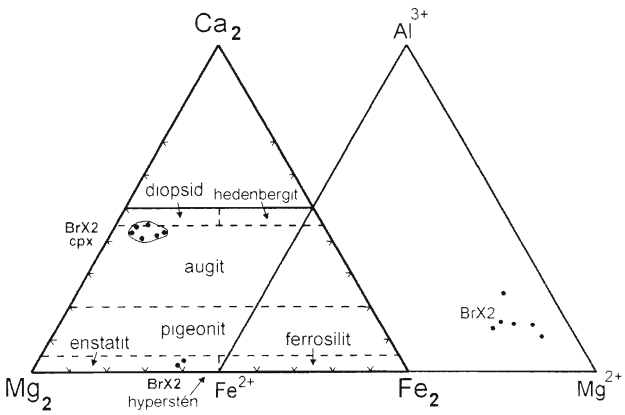
$$(K_{1,39-1,71}Na_{0,16-0,31}Ca_{0,02})(Mg_{3,01-4,15}Fe_{1,04-2,10})Ti_{0,23-0,56}Al_{1,79-2,65}[Si_{5,41-6,43}O_{20}](OH)_2$$

Úhrn prvkov v pozícii M je blízky 6 ($M_6 - M_\Sigma$ = -0,25 až -0,36), rovnako aj Si ≅ 6, čo je typické pre trioktaedrické sľudy skupiny biotitu s minimálnym podielom eastonitovej či siderofylitovej zložky. Pri pozoruhodnom obsahu Ti 2,19 až 5,04 % napriek možnému podielu ^{IV}Ti v T je množstvo Al mimo T neurčité a v pozícii M^{2+} relatívne nízke. Napriek diskutabilnej hraničnej línii medzi flogopitom a biotitom zastúpenie flogopitovej molekuly X^{Bt}_{Mg} : 0,80 ÷ 0,58 neumožňuje tmavú sľudu v BrX2 považovať za flogopit. Pri obsahu FeO 8,91 ÷ 17,08 % ide skôr o biotit (Deer et al., 1992).

Pyroxény. Zistili sa rtg. metódou, mikroskopicky aj elektromikroanalýzou. Podľa rtg. záznamu ortopyroxén zodpovedá štandardu ASTM „hypersténu". Klinopyroxén sa určil ako augit, čo potvrdila aj mikroanalýza, a zložením zodpovedá augitu s prevahou diopsidovej zložky. Vo väčšom porfyroblaste augitu sa sledovala zonálnosť v piatich bodových analýzach pozdĺž línie priečneho profilu. Okraje sú bohatšie na Fe^{2+} aj Fe^{3+} a jadro obsahuje viac Ca aj Mg. Variabilnosť obsahu prvkov po prepočte na 6 O_2 všeobecného vzorca M2 $^{2+}$M1^{2+} $[T^{4+}{}_2O_6]$ vystihuje kryštalochemický vzorec

$$(Ca_{0,76-0,81}Mg_{0,81-0,95}Fe_{0,11-0,26}Mn_{0,01})_{1,78-1,93}(Al_{0,07-0,26}Fe_{0,02-0,10})[Si_{1,80-1,95}Ti_{0,01-0,03}O_6]$$

Rombický Mg-Fe pyroxén je podľa Morimotovej klasifikácie enstatit (En_{60} resp. En_{62}) a v zmysle staršieho



Obr. 2. Zloženie analyzovaných pyroxénov v ternárnom Wo-En-Fs diagrame.

Fig. 2. Composition of analyzed pyroxenes in ternary diagram Wo-En-Fs.

členenia ortopyroxénov blízky hypersténu. Zloženie pyroxénov v ternárnom diagrame Wo-En-Fs je na obr. 2 (Prewitt et al., 1982).

Kremeň. Jeho 0,2 ÷ 0,5 mm zrná sa zistili vo výbrusoch a ich identita sa potvrdila aj mikroanalyticky. V rtg. zázname sú jeho reflexy prekryté reflexmi biotitu a plagioklasu a preto (rovnako aj sanidín) sa ich prítomnosť jednoznačne nepotvrdila.

K živec (sanidín?). Jeho výskyt potvrdzujú reflexy v rtg. zázname a zloženie na základe bodových analýz vystihuje vzorec

BrX2-11: $(K_{0,49}Na_{0,45}Ca_{0,04})Al_{1,01}Si_{2,98}O_8$ a
BrX2-22: $(K_{0,71}Na_{0,28}Ca_{0,01})Al_{1,00}Si_{2,98}O_8$

Ilmenit – hematit. V BrX2 predpokladáme prítomnosť izomorfnej skupiny medzi obidvoma koncovými minerálmi. Analýza dvoch ilmenitov vykazuje variabilné zastúpenie TiO_2 (42,12/52,51 %) a Fe_2O_3 (18,67/6,57 %) pri relatívne stabilnom obsahu FeO. Hematit obsahuje 7,75 % TiO_2 ale aj prímes Al_2O_3.

Chemické zloženie a stupeň premeny biotitických xenolitov

Xenolit BrX2 je zreteľne bohatší na Ca aj Al ako BrX1 a naopak oveľa chudobnejší na MgO. Obsah CaO v BrX1 zodpovedá len asi 12 ÷ 15 % plagioklasu. Biotitické xenolity obsahujú o 16 až 20 % menej SiO_2, ako nosné andezity formácie, aj keď plagioklasy v BrX2 majú bazicitu na úrovni $An_{46 \div 69}$ oproti $An_{46 \div 50}$ v andezitoch brestovskej formácie. Chemické zloženie biotitu BrX2 zodpovedá biotitu zo svorov a rúl, preto aj pôvod relatívne bázických xenolitov je vhodné pripísať sľudnatým metamorfitom predterciérneho veku. Pre blízkosť lokality Brestov predpokladáme spojitosť s kryštalinikom Čiernej hory, ktoré zrejme zasahuje do predneogénneho podložia pod brestovskou formáciou.

Vizuálne minimálny postih biotitu v xenolite BrX2 dokazuje aj jeho analýza. Čerstvý biotit obsahuje vyše 30 % Fe a Mg katiónov v oktaédrických prstencoch, čo je blízke údajom z bodovej mikroanalýzy biotitu BrX2. Keďže biotitová zložka sa kaustickým účinkom intermediárnej magmy rýchlo rozkladá za súčasnej dehydroxylácie aj oxidácie Fe^{2+} (Grapes, 1986), presun protolitu zrejme neprebiehal dlhý čas a ani pri dostatočne vysokej teplote.

Literatúra

Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. 1992. An introduction to rock-forming minerals. 2nd edition. *Longmans (London), 1966.*

Grapes, R. H., 1985: Melting and thermal reconstruction of pelitic xenoliths, Wehr Volcano, East Eifel, West Germany. *J. Petrology, 27, 2, 343–396.*

Kaličiak, M. et al., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny, 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ, 229.*

Prewitt, Ch. T. et al., 1980: Pyroxenes. *Rev. Mineralogy, 7, 525.*

Rieder, M. et al., 1998: Nomenclature of micas. *Amer. Mineralogist, IMA Mica report, 1–6.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 370–371

Quartzites beneath pyroclastic flows – mineralogical aspects

KAREL D. MALÝ[1,2] and VLADIMÍR CAJZ[1]

[1]Institute of Geology, Academy of Sciences CR, Rozvojová 135, 165 02 Praha 6, Czech Republic
[2]Faculty of Science, Charles University, Albertov 6, 128 43 Praha 2, Czech Republic

(Received 11. 4. 2005)

Abstract

Quartzites of the Skalice/Žitenice type near Litoměřice, Ohře Rift graben, were produced by quartz cementation of Paleogene sands derived from the Upper Cretaceous Merboltice Formation sandstones. Their mineralogical and geochemical studies were motivated by the finding of their spatial relationship to a flow of basic ignimbrite. Two types of quartz cementation were documented implying different silicification settings: 1. the zone of permanent groundwater saturation, and 2. the overlying unsaturated zone exposed to higher temperatures, with crystallographically confined quartz overgrowths. Results of microprobe studies of the latter type of cement and the overlying ignimbrite revealed parallels (elevated Al_2O_3 contents) confirming their genetic relationship.

Key words: quartzite, ignimbrite, mineralogy, chemical composition

Introduction

Quartzite layers in clastic sedimentary formations form by the process of silicification in several steps. The first step involves corrosion of detrital grains (quartz, feldspar) and dissolution of clay matrix. Next step is the transport of dissolved SiO_2 under thermal gradient control (Mc Bride, 1989). Silica is precipitated with decreasing pH and/or increasing temperature of the fluids. Some quartzites originate close to bodies of volcanic rocks and depend on specific physico-chemical parameters of fluids related to magma emplacement and cooling. One of the typical examples of the latter case, in the marginal part of the Ohře Rift graben, is described below. The research was conducted within Project A3013302 of the GA AS CR.

Geology

The Skalice/Žitenice Quartzites are developed beneath superficial volcanic products of the volcanosedimentary complex of the České středohoří Mts. in its SE part – north of Litoměřice. These quartzites contain paleofloral remains dated to Middle Eocene and Lower Oligocene, thereby representing a stratigraphic marker comparable with the Staré Sedlo Formation sandstones of the Sokolov Basin. They were believed to have formed under hot and dry Paleogene climate as a silcrete from the original fluvial quartz sands. The detrital material is most probably derived from Upper Cretaceous kaolinic sandstones of the Merboltice Fm. and was deposited by water, as indicated by the presence of cross-bedding, grading and other signs characteristic for fluvial transport.

A recent survey by Cajz (2004) revealed a spatial association between these quartzites and tephritic ignimbrites (newly described type in the region). The ignimbrites are welded pyroclastics – products of hot pyroclastic flows – with a high proportion of glass in the matrix. They belong to the Děčín Formation, the intermediate formation of the volcanosedimentary complex succession (sensu Cajz, 2000). The lowermost Ústí Formation is, however, primarily absent in this area. Several superimposed ignimbrite flows alternating with terrestrial tephritic lavas and/or lahars are present on Dlouhý vrch Hill only. The quartzites are preserved only in areas where the ignimbrites represent the base of the Děčín Formation. The find of this spatial relationship triggered mineralogical and geochemical studies.

Mineralogy

Quartz represents the main mineral component of quartzite, hematite impregnations are very rare. Other minerals of source rocks (kaolinite, mica and feldspar) were probably weathered and washed out during fluvial redeposition. Contrasting styles of cementation were revealed in the upper and lower portions of the quartzite layer ca. 10 m thick. In the lower part of the quartzite layer, the spaces among detrital grains are filled with colourless quartz cement. In the upper part of the layer, closer to the ignimbrite, detrital grains are overgrown with secondary quartz.

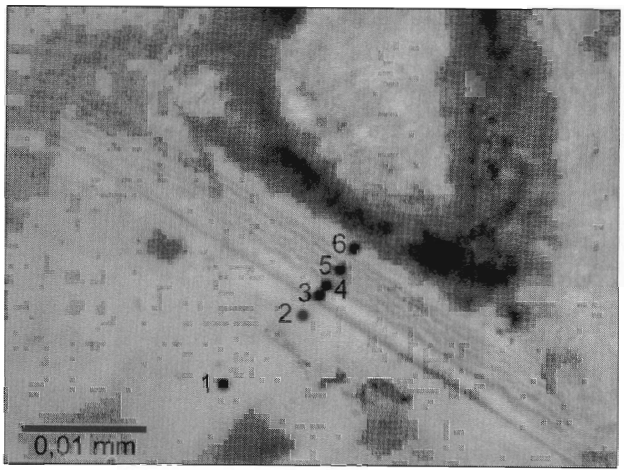


Fig. 1. Secondary quartz overgrowths, transmitted light, parallel nicols, points of microprobe analyses.

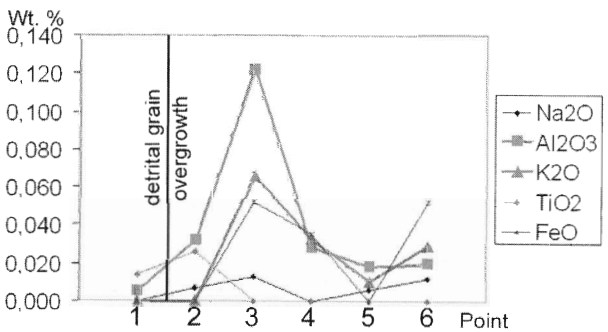


Fig. 2. Microprobe profile from detrital grain across overgrowths.

These overgrowths can be well distinguished in transmitted light (Fig. 1) showing perfect crystal shapes. Cavities filled with perfect quartz crystals are located at crystal triple junctions.

Crystallinity of SiO_2 was studied in profiles from detrital grains across their overgrowths using Raman spectroscopy. The results show prevailing α-quartz in the overgrowths with decreasing crystallinity from the grain outwards. The contents of Al_2O_3, Na_2O, K_2O, Fe_2O_3 and TiO_2 were investigated along the same profiles using electron microprobe. Of these oxides, only Al_2O_3 contents exceeded the detection limits and are clearly higher in secondary quartz overgrowths (0.02–0.03 wt. %) than in the grains (< 0.01 wt. %; Fig. 2). Elevated Al_2O_3 contents were also found by microprobe analyses of glass (18–19 % on average) and pyroxene phenocrysts in the ignimbrite.

The different styles of silicification reflect different conditions during silica precipitation. The lower portion of the quartzite layer was probably lying beneath the groundwater table and was the site of mixing of mineralized fluids with groundwater. In contrast, the upper portion was lying above the original groundwater table. The overgrowths were probably formed from fluid batches under different physico-chemical conditions, strongly influenced by the hot ignimbrite.

Summary/Interpretation

Geological position of the Skalice/Žitenice Quartzites and their mineralogical and geochemical characteristics allow to formulate a new idea on their origin and the age of silicification. They are products of fluid remobilization, under the influence of hot pyroclastic products, in Paleogene fluvial sands and/or Upper Cretaceous sandstones. These sediments were exposed on bottoms of shallow valleys, possible hosting streams, later filled with ignimbrites. Fluid remobilization and silica activation are highly probable in such setting.

The silicification cannot be supposed to be prevolcanic in age because the ignimbrites belong to the intermediate formation of the volcanosedimentary complex succession and no other sites with quartzites underlying the lowermost volcanic formation are known. Therefore, the age of the silicification can be estimated as intravolcanic. The silicification is clearly younger than the floral remains preserved in the quartzites. Therefore, stratigraphic correlation with other known quartzites in Tertiary deposits of the Ohře Rift graben is not proper if based on the lithological type only.

References

Cajz, V., 2000: Proposal of lithostratigraphy for the České středohoří Mts. volcanics. *Bull. Czech Geol. Surv., 75, 1, 7–16.*

Cajz, V., 2004: Contribution to volcanology of the Litoměřice area, North Bohemia. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 2003, 16–19.*

McBride, E. F., 1989: Quartz cement in sandstones. A review. *Earth Sci. Rev. (Amsterdam), 26, 69–112*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 372–374

Banské haldy v Slanských vrchoch a v Merníku – geochemické vlastnosti a ich vplyv na vegetáciu

EVA SITÁŠOVÁ

Východoslovenské múzeum, Hviezdoslavova 3, 041 36 Košice, Slovenská republika

(Doručené 19. 4. 2005)

Geochemical conditions of selected mining dumps in the Slanské vrchy Mts. and Merník locality and their influence on vegetation

Mining dumps in the Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia) are the specific anthropogenetic phenomena. According to the representation of ore minerals in dumps and according to their chemical composition in soils, we supposed higher concentration of some elements (As, Cu, Hg, Pb and Sb).

The results confirm the migration of heavy metals and also their accumulation in environment. Our aim was to catch also natural succession of plants at dumps, their development and stand conditions at individual localities. We discovered *Agrostis capillaris, Acetosella vulgaris, Amelanchier lamarkii, Betula pendula, Fagus sylvatica, Salix caprea, Silene vulgaris* and *Tussilago farfara*. We confirm some differences between their growth on young and old dumps. In plants the content of mercury and arsenic exceed the values of ash. The most frequently this is exhibited in the case of *Agrostis capillaris*. In another species there is a high concentration of Hg from each locality.

Key words: mining dump, heavy metal, vegetation

Pozostatkami po ťažbe nerastných surovín v banských regiónoch sú staré banské haldy ako antropogénne reliéfotvorné prvky krajiny. Na povrchu ich tvoria rôznorodé špecifické pôdotvorné substráty potrebné pre rastliny. Postupnosť pri zarastaní háld vegetáciou závisí od množstva a kvality zeminy na povrchu, obsahu základných minerálnych živín (P, N, Ca, C a i.), mikroklimatických podmienok, reakcie pôdy (pH) a od množstva toxických látok v pôdnom horizonte.

Terénny výskum sme robili na dvanástich banských haldách v severnej časti Slanských vrchov a v Merníku vo vegetačnom období v rokoch 1998–2001. V oblasti Zlatej Bane to boli štyri haldy (pri štôlni Christi Geburt, Gemerka, Mária a Jozef I), pri Dubníku päť (pri štôlni Jozef, Fridrich, Richard, Slávik a Bezmenná nad Slávikom) a pri Merníku tri (pri štôlni Júlia, Mária a Anna). Haldy sme rozdelili na staršie ako 100-ročné (pri štôlni Jozef I, Christi Geburt, Fridrich, Richard a Jozef) a na mladé, 25–30-ročné (pri štôlni Gemerka, Mária, Slávik, Bezmenná nad Slávikom, Júlia, Mária a Anna). Vzorky pôdy, vody a vegetácie sa chemicky analyzovali v geoanalytických laboratóriách Geologickej služby, š. p., v Spišskej Novej Vsi.

Stanovištné podmienky a výskum sukcesie vegetácie sme zamerali na haldy podľa ťaženej suroviny a haldy po prieskume zameranom na výskyt nerastných surovín. Sledovali sme haldy po ťažbe polymetalických rúd v Zlatej Bani, drahého opálu na Dubníku, Sb v Zlatej Bani a Hg na Dubníku a v Merníku. Cieľom analýzy bolo zistiť obsah resp. vyšší obsah ťažkých kovov v pôde a charakter geochemických anomálií spôsobených haldovým materiálom. Podľa zastúpenia rudných minerálov v haldách a ich chemického zloženia sme v pôde, ktorá sa na nich tvorila, predpokladali vyššiu koncentráciu niektorých prvkov (As, Cu, Pb, Hg a Sb).

Pôda na haldách v Slanských vrchoch je kontaminovaná sledovanými ťažkými kovmi (Cu, Hg, As, Pb a Sb) v rozličnom stupni, najsilnejšie vysokým obsahom As, Hg a Sb v substráte, čo mohli spôsobiť prírodné aj antropogénne faktory. Vysoký obsah Hg v halde na Dubníku svedčí o migrácii Hg v pôde aj vo vode. Možno predpokladať, že sa vyplavovaním z haldy pri štôlni Slávik do potoka Jedľovec, ktorý odberným miestom preteká, akumulovala v pôde. Pôda kontaminovaná vysokým obsahom Hg je aj v Merníku.

Chemická analýza vytekajúcej vody a vody pretekajúcej sledovanými banskými haldami v Slanských vrchoch a v Merníku dokumentuje, že v prieskumnej štôlni Slávik na Dubníku aj po jej úplnom zatopení vzniká veľmi kyslá a mineralizovaná voda, vyteká na povrch, vteká do potoka Olšava, ten preteká rašelinovou mokrinou na halde štôlne Jozef na Dubníku, a tak si voda udržiava pH od 2,39 do 2,47.

Voda obsahuje 1210 a 664 mg/l rozpustených minerálnych látok, má vysoký obsah síranov, Fe a Ca. Najviac rozpustených minerálnych látok je vo vzorke vody vytekajúcej zo štôlne Júlia v Merníku, ktorá má aj vysoký obsah síranov, uhličitanov, K a Ca.

Osídľovanie háld rastlinami prebieha pomaly. Spravidla sa začína na mieste styku haldy s okolitými biotopmi a na eróznych ryhách. Na obnažených haldách najprv vzniká



Obr. 1. Halda pri štôlni Jozef na Dubníku. Na povrchu sa vytvorilo rašelinisko.
Fig. 1. Mining dump at the Jozef adit in Dubník locality. The highmoor bog originated on its surface

primárna sukcesia, ktorá môže trvať aj desiatky rokov. Haldy sa stavajú biotopmi, usídľujú sa na nich hlavne adaptabilné botanické druhy, ktoré sú na normálnych stanovištiach konkurenčne slabšie. Väčšinou ide o jednoročné rastliny so širokou ekologickou amplitúdou. Mnohé z nich sú ruderálne. Neskôr k nim pribúdajú aj dvojročné rastliny, trvalky a dreviny. Prvotné, nešpecifické zarastanie háld sa postupne vyvíja a rastlinné spoločenstvá sa diferencujú. Pri samovoľnom osídľovaní sa povrch háld zakryl a upevnil rastlinami, a tak sa vytvoril autoreprodukčný trvalý systém schopný vývoja.

Pri osídľovaní vybraných banských háld v severnej časti Slanských vrchov a v Merníku dominovali botanické druhy rozširujúce sa anemochórne aj zoochórne. Prítomnosť xerofilných aj mezofilných druhov na haldách svedčí aj o nerovnomernej vlhkosti substrátu. Na povrchu niektorých háld sú mikrobiotopy s nerovnakou vlhkosťou. Vo vegetačnej skladbe sú zastúpené rozličné ekologické druhy z bezprostredného okolia. Ide hlavne o rastliny s krídlatými nažkami alebo vetrom prenášanými plodmi. Synantropné druhy sa na haldy dostali mechanizmami resp. antropogénnymi vplyvmi. Na haldách sa uchytávajú hlavne trsovité rastliny s rozkonáreným koreňovým systémom, ale aj s kolovitými koreňmi, ktoré spevňujú podložie. Niektoré druhy prikrývajú substrát povrchu haldy ružicami prízemných listov a po vyschnutí sa zúčastňujú na tvorbe humusovej vrstvy.

Na starých haldách zabudovaných do lesného biotopu prevládajú dreviny okolitého lesa – buk lesný *(Fagus sylvatica)*, jedľa biela *(Abies alba)* a smrek obyčajný *(Picea abies)*.

Mladé haldy osídľujú pionierske dreviny, ako je breza ovisnutá *(Betula pendula)*, topoľ osikový *(Populus tremula)* a rozličné druhy vŕb (*Salix* sp.).



Obr. 2. Prirodzená sukcesia rastlín na halde
Fig. 2. Natural succession of plants on dump.

Rozdiely vo floristickom zložení, v štruktúre a hustote porastov a na starých a mladých haldách sú signifikantné a odrážajú stupeň vývoja pôdy a pravdepodobne aj jej toxicity. Na starých haldách sú bohatšie zastúpené trváce byliny a dreviny. Porasty sú druhovo pestrejšie a ustálené. Na starých haldách sa vyvinuli vegetačné poschodia. Dobre je zastúpené stromové poschodie zabudované v okolitom lesnom spoločenstve. Prevládajú rastliny, ktoré dobre znášajú výkyvy teploty a nedostatok pôdnej vlahy.

Na skúmanom území sme vykonali 19 fytocenologických zápisov a 11 floristických súpisov. V Merníku na halde pri štôlni Júlia sme zistili 100 druhov vyšších rastlín, pri štôlni Anna 38 a pri štôlni Mária 24 druhov, na Dubníku na halde pri štôlni Slávik 71, na haldách po ťažbe drahého opálu 174 a na haldách v Zlatej Bani 143 druhov rastlín.

Vegetácia háld je druhovo chudobná. Prevládajú adaptabilné druhy – smlz kroviskový *(Calamagrostis epigejos)*, smolnička obyčajná *(Stenactis viscaria)*, štiavička obyčajná *(Acetosella vulgaris)*, chlpaňa poľná *(Luzula campestris)*, podbeľ liečivý *(Tussilago farfara)* a i.

Prvé štádium sukcesie na halde tvorí psinček tenučký *(Agrostis capillaris)* resp. psinček poplazový *(Agrostis stolonifera)* a hlbokým koreňovým systémom a plazivými výhonkami sa udržiavajú na povrchu haldy. Ojedinele sa uchytil aj klinček kartuziánsky *(Dianthus carthusianorum)*, ktorý je rozkonáreným koreňovým systémom na haldách schopný konkurencie. Nepriaznivé stanovištia znáša aj smlz kroviskový *(Calamagrostis epigejos)*, druh so širokou ekologickou amplitúdou. Rozširuje sa plazivými podzemnými výbežkami prerastá substrát haldy všetkými smermi a rýchlo obsadzuje voľné plochy.

Mladé haldy zarastajú postupne, a to najmä jednoročnými či dvojročnými ruderálnymi druhmi, ktoré vnikajú na substrát háld náhodne a zostávajú tam iba krátko. Takto prirodzene vytvorené ostrovčeky vegetácie sú vlastne zdrojom diaspór.

Poznatky o ekologických podmienkach na stanovištiach, o sukcesii vegetácie možno využiť práve pri rekultivácii, ktorá na haldách vyžaduje špecifický prístup.

Záver

Analyzovali sme obsah vybraných ťažkých kovov, ich akumuláciu vo vode, pôde i v rastlinách a výsledky potvrdili ich migráciu aj akumuláciu v životnom prostredí.

Pôda háld v Slanských vrchoch je kontaminovaná ťažkými kovmi, ktoré sme sledovali – Cu, Hg, As, Pb a Sb – v nerovnakom stupni. Najviac ju kontaminuje vysoký obsah As, Hg a Sb. Súvisí to s ich obsahom v substráte, čo mohli vyvolať prírodné aj antropogénne faktory. V mladších haldách je zastúpenie rudných minerálov pravdepodobne menšie, ale aj tak zistená koncentrácia kovov v pôde prekračuje limitné hodnoty. Z výsledkov pôdnej geochémie je zrejmé, že vyšší obsah ťažkých kovov sa viaže iba na haldy, čiže kontaminácia priamo závisí od haldového materiálu.

Najkritickejší vysoký obsah Sb, indikujúci aj kontamináciu v povrchových vodách, mala vzorka z odberného miesta pri štôlni Jozef v Zlatej Bani.

V rastlinách prekračuje hodnotu popolových klarkov obsah Hg a As, čo sa najzreteľnejšie prejavuje v prípade psinčeka tenučkého *(Agrostis capillaris)*. Výsledky fytogeochémie nie sú veľmi jednoznačné, aj keď zvýšený obsah, prekračujúci popolové klarky, je približne rovnaký na tých istých miestach v Zlatej Bani.

Vyšší obsah Hg súvisí s dobývacou a spracovateľskou činnosťou a so zvýšenou mineralizáciou pôdneho horizontu komponentmi s obsahom štruktúrne viazanej Hg (jej podiel v pôde je dominantný).

Kontamináciu ťažkými kovmi spôsobila nielen banská činnosť, ale aj zvetrávanie hydrotermálne premenených hornín s obsahom sulfidov.

Na základe zistených údajov o množstve a obsahu ťažkých kovov v sledovaných haldách a ich negatívneho vplyvu na ostatné zložky životného prostredia navrhujeme

– zabezpečiť haldy tak, aby sa vylúčil ich negatívny vplyv na životné prostredie

– pre vysokú toxicitu materiálu niektorých háld nevyužívať ho na výsyp lesných ciest, spevňovanie cestných komunikácií alebo ako stavebný materiál, lebo by mohol spôsobiť nekontrolovateľný rozptyl ťažkých kovov do prírodného prostredia

– na zistené fakty upozorniť úrady životného prostredia príslušných obcí

Veľkým problémom hlavne pri rekultivácii rudných háld je toxicita niektorých kovov.

Naše výsledky možno aplikovať aj na iné územia poznačené banskou činnosťou, a tak upozorniť na nebezpečenstvo dlhodobého negatívneho pôsobenia banských háld na životné prostredie (Sitášová, 2001).

Literatúra

Sitášová, E., 2001: Nerastné suroviny v Slanských vrchoch a v Merníku a ich vplyv na vegetáciu. [Dizertačná práca.] TU Košice, 176.

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 375–377

Význam analýzy minerálneho zloženia vybraných nerudných surovín pre ich využívanie

ZUZANA HRONCOVÁ a JANA VAVROVÁ

Štátny geologický ústav D. Štúra, Kynceľovská 10, 974 01 Banská Bystrica, Slovenská republika

(Doručené 22. 4. 2005)

The importance of mineral composition analysis for the use of selected industrial minerals

The mineral composition of low-iron and calcareous marl as well as the influence of this composition on technological properties were analysed. The qualitative mineral composition was studied by X-ray diffraction analysis and WDS analysis. The quantitative mineral composition was determined by recalculation from chemical silicate analyses in combination with X-ray analysis.

The technological investigation proved the strong influence of mineral composition on qualitative properties. We have verified mainly the sorption properties and properties of raw-material for their possible use in agriculture, for production of lighweight sound- and heat-insulant building materials. The calcareous marl is suitable as additive material to ceramic mixtures for the glost products with coloured shatter and low absorptive capacity.

The sorption testing confirmed the direct relation of studied properties to content of clay mineral (smectite). The best results after sorption were manifested by raw material with the utmost content of smectite and mixed-layered mineral illite-smectite.

Key words: clay minerals, low-iron and calcareous marl, mineralogical and technological investigation, use of industrial minerals

Úvod

V súčasnosti sa zdôrazňuje požiadavka intenzifikovať využívanie viacerých surovinových typov a tento trend si vyžaduje exaktné hodnotenie zloženia využívaných nerudných surovín. Analýza minerálneho zloženia s dôrazom na zastúpenie ílových minerálov komplexnými výskumnými metódami a novými postupmi významne rozširuje poznanie vplyvu ílových minerálov na kvalitu viacerých využívaných nerudných surovín. Zastúpenie a vplyv ílových minerálov sú dôležité najmä pri

- definovaní alternatív využívania viacerých nerudných surovín vrátane produktov ich úpravy a spracúvania
- stanovovaní technológie úpravy a spracúvania
- špecifikácii zmien fyzikálnych a mechanických parametrov surovinových typov využívaných vo variabilných podmienkach
- hodnotení negatívnych vplyvov vychodiacich zo zmien kvalitatívnych parametrov a možností ich eliminácie

Predmet výskumu a metodický postup

Predmetom výskumu a overovania bol nízkoželezitý a vápnitý slieň ložiska Horné Srnie, Kostiviarska a Skrabské. Ložiská sú v rozličných západokarpatských geologických regiónoch a odlišujú sa výskytom, geologickou stavbou, štruktúrou vnútornej stavby, úložnými pomermi, minerálnou skladbou aj technologickou charakteristikou.

Metodický postup

Vzorky na mineralogický a technologický výskum sa odobrali z prirodzených odkryvov a ťažobní plošným zásekom. Zhomogenizovali sa, podrvili a použili na chemickú analýzu, mineralogický výskum a technologické testovanie.

Pri štúdiu minerálneho zloženia sme použili rtg. difrakčnú analýzu a elektrónovú mikroanalýzu – štandardizovanú vlnovo disperznú analýzu (WDS).

Výsledky

Ložisko Horné Srnie

Podľa makroskopického zistenia je vápnitým slieňom typický červenohnedý púchovský slieň s kalcitovými žilkami a s kryptokryštalickou štruktúrou. Hornina je pomerne mäkká a dobre meliteľná a využíva sa na výrobu cementu v cementárni CEMMAC, a. s., Horné Srnie.

Chemická charakteristika

Obsah CaO zodpovedá vápnitému slieňu v rozsahu 22–42 % CaO, t. j. 40–75 % $CaCO_3$. Slienitou zložkou

sú alumosilikáty a kremeň. Chemické zloženie vzoriek vápnitého slieňa je v tab. 1.

Tab. 1
Chemické zloženie vzoriek vápnitého slieňa z ložiska Horné Srnie
Chemical composition of calcareous marl-samples from deposit Horné Srnie

Zložka v %	HS-1	HS-2	HS-3	HS*
SiO_2	15.45	11.97	15.27	14.12
Al_2O_3	5.09	3.85	4.94	4.59
Fe_2O_3	2.17	1.41	2.02	1.85
CaO	41.20	44.62	41.40	42,51
MgO	0.80	0.71	0.83	0,77
TiO_2	0.197	0.138	0.19	0.173
MnO	0.064	0.089	0.080	0.077
P_2O_5	0.06	0.05	0.07	0.059
Na_2O	0.05	0.04	0.05	0.046
K_2O	1.18	0.87	1.15	1.06
strata žíh.	33,70	36.14	33,94	34,66
H_2O	0,78	0.59	0,79	0.71

* priemerná vzorka/* average sample

Mineralogická charakteristika

Dominantné zastúpenie má kalcit, kremeň a illit. Po odstránení karbonátového podielu a po separácii triedy pod 0,002 mm sa zistili tieto ílové minerály: illit smektit, illit, kaolinit a vo vzorke HS-2 a HS-3 aj chlorit. Prímes sadrovca bola vo vzorke HS-2 a HS-3. Prítomnosť plagioklasov a oxidov Fe a Ti sa potvrdila vo všetkých vzorkách. Zastúpenie minerálov je v tab. 2.

Tab. 2
Zastúpenie minerálov v ložisku Horné Srnie
Mineral content in the deposit Horné Srnie

Minerálne zloženie	Percentuálne zastúpenie (hmot. %) HS-1	HS-2	HS-3
kalcit	73,6	79,4	74,0
kremeň	8.0	6,3	8.0
plagioklas	0.4	0.3	0.4
kaolinit	4,6	1,8	3.0
chlorit	1.0	3.0	2,5
illit smektit	12,4	9.2	12,1

Technologická charakteristika

Technologickým výskumom sa zistilo, že sa vápnitý slieň môže využívať ako melivo na skvalitňovanie pôdy vnášaním Ca a Mg komponentov, na znižovanie jej kyslosti a na prípravu maltoviny schopnej nahradiť nižšie značky cementu. Pomerne vysoký obsah zmiešanovrstvového minerálu illitu smektitu ovplyvňuje sorpčné vlastnosti a vápnitý slieň sa prejavuje ako vhodná surovina na prípravu sorbentov znižujúcich vlhkosť a zachytávajúcich niektoré katióny ťažkých a toxických kovov.

Ložisko Kostiviarska

Vápnitý slieň ložiska je sivomodrý, zbridličnatený a lupenitý. Ako surovina sa využíval na výrobu cementu v a. s. Stredoslovenské cementárne.

Chemická charakteristika

Slieň má priemerný obsah CaO okolo 36,12 %, čo zodpovedá priemernému (64,47 %) obsahu $CaCO_3$. Slienitou zložkou sú alumosilikáty a kremeň. Chemické zloženie vzoriek slieňa je v tab. 3.

Tab. 3
Chemické zloženie vzoriek vápnitého slieňa z ložiska Kostiviarska
Chemical composition of calcareous marl samples from the deposit Kostiviarska

Zložka v %	K-1	K-2/1	K-2/2	K*
SiO_2	19,61	22,40	24,05	22,30
Al_2O_3	5,37	5,72	5,81	5,66
Fe_2O_3	2,51	2,43	2,49	2,47
CaO	37,67	36,12	35,05	36,12
MgO	1,54	1,23	1,23	1,31
TiO_2	0,267	0,249	0,254	0,255
MnO	0,095	0,104	0,0106	0,102
P_2O_5	0,09	0,08	0,09	0,086
Na_2O	0,33	0,16	0,21	0,22
K_2O	1,14	1,31	1,31	1,27
strata žíh.	31,26	30,05	29,22	30,05
H_2O^-	0,33	0,30	0,28	0,30

* priemerná vzorka/* average sample

Mineralogická charakteristika

Na minerálnom zložení slieňa ložiska sa ako hlavný minerál zúčastňuje kalcit, illit a kremeň a ako vedľajší až akcesorický chlorit, plagioklasy a oxidy Fe a Ti. Zastúpenie minerálov uvádza tab. 4.

Tab. 4
Zastúpenie minerálov v ložisku Kostiviarska
Mineral content in the deposit Kostiviarska

Minerálne zloženie	Percentuálne zastúpenie (hmot. %) K-1	K-2/1	K-2/2
kalcit	68,2	64,6	62,7
kremeň	10,7	13,8	14,9
plagioklas	2,8	1,3	1,8
chlorit	4,4	4,7	4,7
illit	12,0	13,8	13,8
oxidy Fe a Ti	1,9	1,8	2,1

Technologická charakteristika

Vápnitý slieň ložiska možno vo forme meliva alebo peletiek využívať na skvalitňovanie pôdy vnášaním prvkov, ako je Ca a Mg (napr. po úprave s bentonitom), na melioráciu a neutralizáciu kyslej piesčitej pôdy, prípravu nových druhov maltoviny, na výrobu malty a ľahkých tvárnic (Zuberec et al., 2003).

Ložisko Skrabské

Vápnitý slieň z ložiska Skrabské je masívna kompaktná, mäkká až stredne tvrdá veľmi jemnozrnná sivozelenkastá hornina. V nedávnej minulosti ako jedna z hlavných zložiek slúžil na výrobu cementu v cementárni Bystré.

Chemická charakteristika

Podľa obsahu CaO surovina zodpovedá vápnitému slieňu (22 až 42 %, t. j. obsahu 40–75 % $CaCO_3$). Slienitú zložku reprezentujú alumosilikáty a kremeň rozptýlené v základnej karbonátovej hmote. Chemické zloženie vzoriek vápnitého slieňa je v tab. 5.

Tab. 5
Chemické zloženie vzoriek vápnitého slieňa z ložiska Skrabské
Chemical composition of the calcareous marl samples from the deposit Skrabské

Zložka v %	SK-1	SK-2	SK-3
SiO_2	16,76	14,70	14,33
Al_2O_3	5,06	4,59	3,89
Fe_2O_3	1,76	1,76	1,43
CaO	39,49	41,09	41,56
MgO	1,85	1,80	1,33
TiO_2	0,202	0,174	1,43
MnO	0,084	0,074	0,078
P_2O_5	0,06	0,05	0,06
Na_2O	0,31	0,17	0,23
K_2O	1,19	1,06	0,90
strata žíh.	33,18	34,37	34,94
H_2O^-	0,77	0,53	0,64

Mineralogická charakteristika

Ako hlavný minerál sa identifikoval kalcit, illit a kremeň a ako vedľajší až akcesorický dolomit, chlorit a plagioklas. Po odstránení karbonátového podielu a separácii triedy pod 0,002 m sa zistil zmiešanovrstvový minerál illit smektit. Pri vzorke SK-3 a reflexe 3,53 Å možno predpokladať aj prímes kaolinitu. Vo vzorke SK-3 sme identifikovali aj prímes sadrovca. Zastúpenie minerálov uvádza tab. 6.

Tab. 6
Zastúpenie minerálov v ložisku Skrabské
Mineral content in the deposit Skrabské

Minerálne zloženie	Percentuálne zastúpenie (hmot. %) SK-1	SK-2	SK-3
kalcit	65,4	71,0	74,1
dolomit	5,8	4,3	3,5
kremeň	9,2	7,5	7,6
plagioklas	3,0	1,4	1,9
chlorit	2,2	3,3	2,2
illit smektit	12,9	11,1	9,5
sadrovec	–	–	+
oxidy Fe a Ti	1,5	1,4	1,2

Technologická charakteristika

Vápnitý slieň z ložiska Skrabské sa môže využívať ako melivo na skvalitňovanie pôdy (vnáša do nej dôležité makroprvky a mikroprvky). Vhodnou úpravou meliva (napr. s bentonitom) sa dajú získať peletky použiteľné pri neutralizácii a meliorácii kyslej pôdy. Surovinu možno použiť na prípravu maltoviny schopnej nahradiť nižšie značky cementu. Produkt s hydraulickými vlastnosťami sa dá pripraviť kalcináciou pri 750–1000 °C s prísadou alebo bez nej.

Vápnitý slieň pri vhodnej kombinácií zmesí a po výpale na teplotu 1150–1200 °C možno použiť aj na prípravu syntetického larnitu s wollastonitom, a to vo forme meliva, drviny alebo tehál (tvaroviek), ale takéto produkty bývajú znečistené vedľajšími prímesami, ktoré znižujú napr. žiaruvzdornosť, oslabujú hydraulické vlastnosti alebo spôsobujú nevhodné sfarbenie. Nevýhodou je aj vznik wollastonitu v zmesi pri nadbytku kremeňa, lebo jeho časť potom zostáva v nezlúčenom stave ako cristobalit a kremeň. Možná je aj príprava sorbentov vlhkosti, vody, niektorých katiónov ťažkých a toxických kovov, ale iba po úprave drvením, mletím, granuláciou, peletizáciou a po termickej úprave. Surovina ako prídavná je vhodná aj do keramických zmesí na výrobky s farebným črepom a s nízkou nasiakavosťou, ktoré sa glazujú.

Záver

Technologickým výskumom sa zistilo, že vápnitý slieň sa všeobecne môže využívať ako melivo na skvalitňovanie pôdy (hlavne vnášaním Ca a Mg komponentov), znižovanie jej kyslosti a na prípravu nových druhov maltoviny schopnej nahradiť nižšie značky cementu. Pomerne vysoký obsah zmiešanovrstvového minerálu illitu smektitu pozitívne ovplyvňuje sorpčné vlastnosti, a tak sa vápnitý slieň prejavuje ako vhodná surovina na prípravu sorbentov vlhkosti a niektorých katiónov ťažkých a toxických kovov. Surovina ako prídavná je vhodná aj do keramických zmesí na výrobky s farebným črepom a s nízkou nasiakavosťou, ktoré sa glazujú.

Výsledky výskumu minerálneho zloženia dokazujú, že nové aplikácie surovín v rozličných oblastiach závisia od kvalitatívneho a kvantitatívneho zastúpenia minerálov. Skúšky sorpcie potvrdili priamu závislosť od obsahu ílového minerálu (smektitu). Najlepšie výsledky po sorpcii mali mechanicky a termicky upravené suroviny s najvyšším zastúpením smektitu a zmiešanovrstvového minerálu illitu smektitu.

Literatúra

Zuberec, J., & Hasch, J., 1996: Záverečná správa Slovensko – lunzské bridlice. Štúdia, VP. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Zuberec, J., Fischerová, R., & Kúšik, D., 2000: Bituminózne horniny – zásoby a technologické vlastnosti vybraných ložísk na ekologické účely. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Zuberec, J., et al., 2003: Komplexné hodnotenie nerastných surovín SR. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 378–383

Sklárske piesky Slovenska

ĽUBICA KOVANIČOVÁ a KATARÍNA ČECHOVSKÁ

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, oddelenie aplikovanej technológie nerastných surovín, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika

(Doručené 4. 5. 2005)

Glass sands from Slovakia

Quartz sand represents the most common quartz raw material used in glass and ceramic industry. Sands according their qualitative parameters can be divided to glass sands, foundry sands, ceramic sands, filtration sands, etc.

Among the most important sand use belong the glass production. The natural sands do not have the quality fitting the requested parameters (content of useful component and contaminants), therefore they need corresponding technological elaboration (sorting, floating, brushing in the water environment, electromagnetic separation, flotation, colouring).

Key words: quartz sand, glass sand, East Slovakian Basin, Lučenec Basin, Ipeľ Basin, Záhorie Basin

Úvod

Kremenný piesok je najbežnejšou a veľmi dôležitou kremennou surovinou používanou v sklárskom a keramickom priemysle. Podľa kvality je sklársky, zlievarenský, keramický, filtračný a pod.

V prírode vyskytujúci piesok nemá požadované parametre (obsah úžitkovej zložky a škodlivín), a preto ho treba technologicky (triedením, rozplavovaním, otierkou vo vodnom prostredí, elektromagnetickou separáciou, flotáciou, odfarbovaním) upravovať.

Zdroje kremenného piesku na Slovensku

Najvýznamnejším zdrojom kremenného piesku na Slovensku sú lokality eolitického kvartérneho piesku v slovenskej časti viedenskej panvy na Záhorí v priestore Kúty – Senica – Lozorno (Šajdíkove Humence, Malacky, Plavecký Mikuláš, Pernek, Lozorno a i.), menej významným rovnakého druhu vo východoslovenskej panve (Svätuše, Kráľovský Chlmec a i.) a kaolinického piesku v Lučenskej kotline (Vyšný Petrovec, Tovík, Cerovo a i.). Prevažne ide o polyminerálny zaílovaný piesok. Spomenuté druhy piesku sa využívajú väčšinou v stavebníctve a zlievarenstve. Naše technologické spracovanie bolo zamerané na prípravu sklárskeho piesku alebo piesku na výrobu krištáľového skla.

Technologická úprava sklárskeho piesku

Technologický postup pri úprave sklárskeho piesku závisí od kvality vstupnej suroviny čiže od obsahu škodlivých prímesí a zrnitostného zloženia.

Lučenská kotlina

V prípade vzoriek z Lučenskej kotliny, pri ktorých ide o kaolinický piesok, sa do prvého uzla úpravy musí zaradiť rozplavovanie na odstránenie ílových častí, ktoré vo vzorkách tvoria 40–50 %. Granulometrický rozbor zamokra sa zameral na zistenie obsahu úžitkovej zrnitostnej triedy 0,1–0,4 mm. Pre nízky hmotnostný výnos (okolo 15 %), ako aj pomerne nízky obsah SiO_2 v sklárskej triede 0,1–0,4 mm je potrebné rozdružovanie nadsitovej frakcie +0,4 mm, ktorá parametrami (obsahom Fe_2O_3 od 0,05 do 0,2 % a nízkym obsahom Al_2O_3, TiO_2) vyhovuje sklárskym normám. Hmotnostný výnos triedy +0,4 mm je od 40 do 50 %. Rozdružovaním triedy +0,4 mm sa pripravila sklárska trieda s hmotnostným výnosom od 30 do 40 % a tá sa ďalej upravovala suchou elektromagnetickou separáciou a flotáciou.

Východoslovenský viaty piesok

Zrnitostné zloženie piesku Východoslovenskej nížiny je z hľadiska sledovaného zámeru veľmi priaznivé. Zrnitostná trieda 0,1–0,6 mm tvorí od 82 do 95 % a veľkú prevahu v nej majú zrná triedy 0,1–0,4 mm, kým zastúpenie zŕn nad 0,6 mm je z hľadiska hmotnostného výnosu zanedbateľné. Piesok je sypký, s nízkym obsahom ílových častíc. Úžitková trieda 0,1–0,6 mm sa upravuje mokrým triedením, flotáciou a suchou elektromagnetickou separáciou.

Severná časť Ipeľskej kotliny

Na hodnotenie piesku z hľadiska sledovaného cieľa sa každá vzorka po statickom rozplavovaní triedila zamokra

Tab. 1
Požiadavky na kvalitu sklárskeho piesku podľa STN 72 1202
Quality requests for glass sand according to STN 72 1202

Zrnitosť v mm	Druh akosti									
	TS 12/08	TS 15/08	TS 21/10	TS 23/10	TS 30/13	TS 40/10	TS 40/13	TS 70/10	TS 100/13	KS 20/13
	Obsah frakcie v %									
pod 0,1	max. 1.0				max. 1.5	max. 3.0	max. 1.5	max. 5.0		max. 5.0
nad 0,1 až 0,315	min. 84.0									
nad 0,315 až 0,5			min. 94,0		min. 93,0	min. 92.0	min. 90.0	min. 89.5	min. 84.5	
nad 0,5 až 0,63	max. 14,0									min. 85.0
nad 0,63 až 0,8	max. 1.0		max. 5.0				max. 8.0	max. 5.5	max. 10.0	
nad 0,8 až 1,0	0.0									max. 10.0
nad 1,0 až 1,25	0,00		0,0		max. 0.2	0.0	max. 0.2*)	0.0	max. 0.5	max. 0.2*)
nad 1,25 až 1,60			0.00		0.0	0.00	0.0	0.00	0.0	
nad 1,60 až 1,80	žiadne zrná				0.00		0.00		0.00	
nad 1,80			žiadne zrná		žiadne zrná	žiadne zrná	žiadne zrná	žiadne zrná	žiadne zrná	

*) Dovolené sú len zrná plochého a ihlicovitého tvaru, čiže zrná, ktorých jednotlivé rozmery sú vo vzájomnom pomere väčšom ako 3 : 1.
*) Allowed are only grains of flat and needle shape, i. e. grains with their mutual dimensions overreaching ratio 3 : 1

Druh akosti	Obsah zložky v %			
	SiO_2 min.	Fe_2O_3 max.	TiO_2 max.	Al_2O_3 max.
TS 12/08	99,3	0,012	0,05	0,2
TS 15/08		0,015		
TS 21/10	99,0	0,021	0,10	
TS 23/10		0,023	0,13	0,3
TS 30/13		0,030	0,15	
TS 40/10	98,5	0,040		0,4
TS 40/13				
TS 70/10	97,0	0,070	nevymedzené	1,5
TS 100/13		0,100		
KS 20/13	99,2	0,020	0,10	0,2

na sitách s okami veľkými 0,6, 0,4 a 0,1 mm. Zrnitostným rozborom sa zisťoval obsah úžitkovej triedy 0,1–0,6 mm a tá sa mineralogicky študovala a chemicky analyzovala. Na základe výsledkov sa úžitkové triedy vzoriek ďalej upravovali s cieľom znížiť obsah Fe_2O_3 a pripraviť kvalitný koncentrát. Použili sa úpravnícke metódy – suchá elektromagnetická separácia, penová flotácia a po nej elektromagnetická separácia piesku.

Záhorský viaty piesok

Záhorský viaty piesok sa využíva v stavebníctve, zlievarenstve a na výrobu farebného obalového skla. Pre priaznivú zrnitostnú charakteristiku (obsah úžitkovej sklárskej triedy vyše 96 %) sa sledoval z hľadiska možnosti prípravy sklárskeho piesku.

Povlak Fe_2O_3, ílu a sčasti aj inklúzie možno do určitej miery odstrániť odfarbovaním. Obsah škodlivín sa dá ešte znížiť suchou elektromagnetickou separáciou a flotáciou.

Diskusia

Kaolinický piesok Lučenskej kotliny

Z Lučenskej kotliny sa upravovali vzorky z Hrabova, Kalinova a Poltára-Hájikov. Lokality boli reprezentované viacerými vzorkami, ktoré sa spracúvali jednotlivo. Na základe mineralogického hodnotenia sa vylúčili nevhodné vzorky (pre vysoký obsah limonitického záteku, sľudy) a vzorky mineralogicky charakterizované ako vhodné sa zlúčili a ďalej spracúvali ako jedna technologická vzorka.

Finálny produkt flotácie z Hrabova možno podľa STN 72 1202 kvalitou zaradiť do akostnej triedy TS 12/08, ktorá spĺňa požiadavky na výrobu krištáľového skla.

Z Kalinova sa dosiahol finálny produkt, ktorý podľa rovnakej normy zodpovedá požiadavkám akostnej triedy TS 15/08, t. j. na výrobu krištáľového skla, a od akostnej triedy TS 12/08 sa odlišuje vyšším obsahom Fe_2O_3.

Tab. 2
Kvantitatívna a kvalitatívna charakteristika produktov úpravy z Hrabova
Qualitative and quantitative characteristic of elaboration products from Hrabovo

P číslo operácie	Spôsob úpravy (produkt)		Hmotn. výnos produktov v %		Silikátová analýza produktov v %								
			vzhľadom na tr. + 0,4	vzhľadom na pôv. vz.	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	str. žíh.
1	Rozplavovanie a triedenie vzorky na 0,4 mm s podrvením triedy + 0,4 mm = produkt 0,4 mm		100,0	41,1	97,6	0,097	1,19	0,030	0,04	< 0,01	0,10	0,50	0,41
2.	Odtriedenie podielu 0,1 mm z produktu 0,4 mm = trieda 0,1–0,4 mm		78,0	32,1	97,02	0,096	1,33	0,041	0,09	< 0,01	0,19	0,63	0,44
3.	Elektromagnetické rozdružovanie triedy 0,1–0,4 mm = nemagnetický podiel triedy 0,1–0,4 mm		77,7	31,9	97,18	0,052	1,34	0,034	0,24	< 0,01	0,18	0,61	0,48
4.	Rozdružovanie triedy 0,1–0,4 mm na splave = gravitačný podiel triedy 0,1–0,4 mm		75,1	30,9	96,75	0,097	1,46	0,041	0,49	< 0,01	0,16	0,62	0,41
5.	Flotácia triedy 0,1–0,4 mm = finálny produkt triedy 0,1–0,4 mm	režim I	72,5	29,8	99,12	0,008	0,22	0,023	0,15	< 0,01	< 0,01	0,06	0,22
		režim II	68,1	28,0	99,39	0,009	0,18	0,016	0,09	< 0,01	< 0,01	0,04	0,36

Finálny flotačný produkt z Poltára-Hájikov v zmysle STN tiež patrí do akostnej triedy TS 12/08.

Výsledky laboratórnych technologických skúšok dokazujú, že z piesku Lučenskej kotliny možno pripraviť kvalitný sklársky piesok náročnejšou úpravou. Z hľadiska ekonomiky spracúvania treba vzorku zhodnotiť komplexne, t. j. popri spracúvaní a využívaní kaolínového výplavu vziať do úvahy aj sklársku triedu nezaradenú do úpravy pre horšiu kvalitu (vyšší obsah nežiaducich prímesí) a nízky hmotnostný výnos.

Tab. 3
Kvantitatívna a kvalitatívna charakteristika produktov úpravy z Kalinova
Qualitative and quantitative characteristic of elaboration products from Kalinovo

P číslo operácie	Spôsob úpravy (produkt)		Hmotn. výnos produktov v %		Silikátová analýza produktov v %								
			vzhľadom na tr. + 0,4	vzhľadom na pôv. vz.	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	str. žíh.
1	Rozplavovanie a triedenie vzorky na 0,4 mm s podrvením triedy + 0,4 mm = produkt 0,4 mm		100,0	46,6	97,87	0,052	1,19	0,031	0,17	< 0,01	0,06	0,57	0,41
2.	Odtriedenie podielu 0,1 mm z produktu 0,4 mm = trieda 0,1–0,4 mm		76,0	35,4	97,09	0,048	1,21	0,033	0,24	< 0,01	0,14	0,75	0,37
3.	Elektromagnetické rozdružovanie triedy 0,1–0,4 mm = nemagnetický podiel triedy 0,1–0,4 mm		75,8	35,3	96,88	0,037	1,30	0,032	0,37	< 0,01	0,09	0,71	0,45
4.	Rozdružovanie triedy 0,1–0,4 mm na splave = gravitačný podiel triedy 0,1–0,4 mm		71,0	33,1	96,88	0,072	1,28	0,041	0,45	< 0,01	0,08	0,64	0,33
5.	Flotácia triedy 0,1–0,4 mm = finálny produkt triedy 0,1–0,4 mm	režim I	70,4	32,8	99,11	0,014	0,25	0,011	0,31	< 0,01	< 0,01	0,11	0,28
		režim II	66,6	31,0	99,48	0,011	0,16	0,008	0,08	< 0,01	< 0,01	0,05	0,38

Tab. 4
Kvantitatívna a kvalitatívna charakteristika produktov úpravy z lokality Poltár-Hájiky
Qualitative and quantitative characteristic of elaboration products from Poltár-Hájiky

P. číslo operácie	Spôsob úpravy (produkt)		Hmotn. výnos produktov v %		Silikátová analýza produktov v %								
			vzhľadom na tr. + 0,4	vzhľadom na pôv. vz.	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	str. žíh.
1	Rozplavovanie a triedenie vzorky na 0,4 mm s podrvením triedy + 0,4 mm = produkt 0,4 mm		100,0	51,6	96,49	0,118	1,49	0,042	0,32	< 0,01	0,10	0,63	0,61
2.	Odtriedenie podielu 0,1 mm z produktu 0,4 mm = trieda 0,1–0,4 mm		75,0	38,7	96,47	0,104	1,48	0,044	0,30	< 0,01	0,16	0,77	0,67
3.	Elektromagnetické rozdružovanie triedy 0,1–0,4 mm = nemagnetický podiel triedy 0,1–0,4 mm		74,8	38,6	96,54	0,068	1,65	0,048	0,37	< 0,01	0,15	0,72	0,53
4.	Rozdružovanie triedy 0,1–0,4 mm na splave = gravitačný podiel triedy 0,1–0,4 mm		72,8	37,6	96,47	0,093	1,55	0,051	0,26	< 0,01	0,13	0,67	0,56
5.	Flotácia triedy 0,1–0,4 mm = finálny produkt triedy 0,1–0,4 mm	režim I	63,3	32,7	98,69	0,011	0,21	0,013	0,29	< 0,01	< 0,01	0,07	0,29
		režim II	62,6	32,3	99,09	0,006	0,13	0,009	0,07	0,03	< 0,01	0,04	0,18

Východoslovenský viaty piesok

Na Východoslovenskej nížine, najmä v jej južnej časti, je rozsiahle územie pokryté presypmi a dunami viateho piesku, ktorý sa využíva prevažne v stavebníctve. Pre jeho množstvo a pomerne priaznivé zrnitostné zloženie sa mu venovala pozornosť aj z hľadiska možného využívania v sklárskom priemysle.

Z piesku od Kráľovského Chlmca sa skúmalo desať vzoriek. Vzorky sa triedili zamokra a hmotnostný výnos úžitkovej triedy sa pohyboval od 81 do 95 %. Overovala sa účinnosť elektromagnetickej separácie a kombinácie penovej flotácie a elektromagnetickej separácie. Elektromagnetickou separáciou sa obsah Fe_2O_3 v nemagnetickom produkte v porovnaní so stavom pri vstupe znížil o 35–45 %. Účinnosť flotácie z hľadiska obsahu Fe bola nižšia, pohybovala len okolo 25 % a nepodarilo sa podstatnejšie znížiť ani obsah Al_2O_3 odflotovaním živca. Elektromagnetickou separáciou sa obsah Fe_2O_3 celkovo v priemere znížil o 50 %. Podľa STN výsledné produkty po takejto úprave požadované kvalitatívne parametre sklárskeho piesku nedosahujú.

Piesok severnej časti Ipeľskej kotliny

Zo severnej časti Ipeľskej kotliny sa skúmali vzorky z lokality Širákov, Veľké Straciny, Ružiná, Príbelce, Fehérova baňa, Veľké Zlievce. Úžitková trieda 0,1–0,6 mm je zastúpená od 33 do 95 % a ojedinele obsahuje limonitický zlepenec (5–15 %), sľudu (vybielený aj chloritizovaný biotit a muskovit) a glaukonity, ktoré sú hlavnými nositeľmi Fe_2O_3 vo vzorkách.

Overovala sa účinnosť elektromagnetickej separácie a penovej flotácie v kombinácii s elektromagnetickou separáciou. Hmotnostný výnos úžitkovej zrnitostnej triedy a produktov úpravy uvádza tab. 6.

Skúšky elektromagnetickej separácie úžitkovej triedy sa robili pri vzorkách z Príbeliec a Fehérovej bane. Obsah Fe_2O_3 v nich oproti vstupu klesol iba nepatrne.

Obsah Fe_2O_3 sa flotáciou podarilo znížiť len pri niektorých lokalitách, a to Širákov na 0,12 % pri obsahu 1,03 % vo vstupe, Veľké Straciny z 0,46 na 0,16 % a Ružiná z 2,15 na 0,11 %. Obsah kremeňa sa pohyboval od 88 do 97 %. Výsledky laboratórnych skúšok sú len orientačné, lebo väčšie technologické vzorky sa neupravovali. Na lokalite Širákov a Ružiná je predpoklad dosiahnuť normou požadované hodnoty.

Záhorský viaty piesok

Piesok sa sledoval z hľadiska možnosti pripraviť kvalitný sklársky piesok. Jeho zrnitostná charakteristika je z tejto stránky veľmi priaznivá. Spracúvali sa vzorky zo Šajdíkových Humeniec a Perneka.

Povlak oxidov Fe_2O_3, ílu a sčasti aj inklúzií sa do istej miery odstránil atríciou zamokra. Živec, ktorého obsah v úžitkovej triede je vyšší, sa odstránil flotáciou. Takouto úpravou sa podarilo pripraviť sklársky piesok akostnej triedy TS 40 potrebnej kvality zo Šajdíkových Humeniec a Perneka s obsahom Fe_2O_3 od 0,033 do 0,04 % a obsahom

Tab. 5
Kvantitatívna a kvalitatívna charakteristika produktov úpravy od Kráľovského Chlmca
Qualitative and quantitative characteristic of elaboration products from Kráľovský Chlmec

Vzorka produkt	Hmotn. výnos	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_{3\ celk}$	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	str žíhaním
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SSP-1										
Vstup	93.50	88.00	0.273	5.37	2.07	0.36	0.46	1.08	1.06	1.05
Flotačný	88.93	88.96	0.237	5.08	1.64	0.28	0.48	1.10	0.97	0.90
Nemagnet. II	86.36	89.88	0.218	4.65	1.05	0.23	0.18	1.12	0.93	0.89
SSP-2										
Vstup	94.03	89.53	0.196	4.78	2.02	0.22	0.39	0.95	1.00	0.83
Flotačný	89.33	90.71	0.200	4.64	1.30	0.35	0.37	1.02	0.98	0.80
Nemagnet. II	86.99	91.24	0.159	4.37	0.91	0.29	0.23	0.99	0.93	0.72
SSP-3										
Vstup	94.70	82.59	0.356	6.41	2.87	1.89	0.72	1.21	1.17	2.31
Flotačný	87.50	84.67	0.364	6.10	2.09	1.60	0.66	1.24	1.09	1.84
Nemagnet. II	85.06	86.12	0.326	5.80	1.43	1.62	0.41	1.24	1.07	1.89
SSP-4										
Vstup	95.13	82.41	0.367	6.59	2.69	2.29	0.76	1.31	1.27	2.32
Flotačný	88.28	84.60	0.342	6.22	2.11	1.60	0.68	1.26	1.18	1.85
Nemagnet. II	84.10	85.74	0.293	5.88	1.38	2.05	0.42	1.25	1.13	1.82
SSP-7										
Vstup	90.32	80.91	0.370	6.92	2.84	2.42	0.79	1.22	1.23	2.97
Flotačný	84.10	83.37	0.364	6.43	2.18	2.04	0.69	1.33	1.17	2.33
Nemagnet. II	81.51	84.81	0.306	6.14	1.57	1.90	0.49	1.32	1.12	2.16
SSP-8										
Vstup	83.35	83.19	0.314	6.44	2.45	1.99	0.71	1.25	1.19	2.34
Flotačný	68.89	85.60	0.259	6.18	1.92	1.22	0.52	1.36	1.16	1.61
SSP-10										
Vstup	81.43	88.50	0.235	5.13	2.25	0.49	0.46	2.37	1.01	0.86
Nemagnet. I	79.10	89.33	0.185	4.70	1.49	0.30	0.15	1.07	1.09	1.302

Tab. 6
Kvantitatívna a kvalitatívna charakteristika produktov úpravy z lokality Širákov, Veľké Straciny a Ružiná
Qualitative and quantitative characteristic of elaboration products from Širákov, Veľké Straciny and Ružiná

Vzorka produkt	Hmotn. výnos	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_{3\ celk}$	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	str žíhaním
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Š-1										
Vstup	73.34	88.24	0.309	5.59	1.03	0.14	0.25	1.01	1.44	1.16
Flotačný	71.95	90.04	0.271	4.63	0.69	0.28	0.14	1.09	1.37	0.85
Nemagnet. prod.	71.73	97.46	0.050	0.82	0.12	0.04	0.03	0.05	0.16	0.50
VS-2										
Vstup	84.19	88.52	0.118	5.01	0.46	0.26	0.17	1.05	1.29	0.88
Flotačný	80.32	91.51	0.089	4.25	0.37	0.11	0.13	1.03	1.25	0.66
Nemagnet. prod.	79.99	97.13	0.058	1.48	0.16	0.08	0.08	0.05	0.20	0.63
R-1										
Vstup	81.51	79.46	0.145	6.73	2.15	2.96	1.28	1.47	1.55	3.29
Flotačný	78.98	96.12	0.062	1.53	0.15	< 0.01	0.01	0.11	0.94	0.46
Nemagnet. prod.	78.82	96.03	0.078	1.75	0.11	0.02	0.05	0.11	0.83	0.52
R-2										
Vstup	73.06	93.99	0.088	3.22	0.23	< 0.01	0.07	0.41	1.44	0.45
Flotačný	66.59	94.20	0.069	2.39	0.13	0.02	0.03	0.38	1.28	0.27
Nemagnet. prod.	66.46	94.75	0.057	2.37	0.11	0.05	0.01	0.40	1.36	0.32

SiO_2 nad 99 %, ktorý vyhovuje požiadavkám na výrobu bezfarebného obalového prípadne tabuľového skla alebo na technický triedený piesok (poistky vodných nádrží, elektrické vyhrievacie telesá). Pri obalovom skle so slabým zelenkastým nádychom sa pripúšťa obsah Fe_2O_3 v piesku až do 0.08 %.

Záver

Situáciu v zabezpečovaní domácich zdrojov nerudných surovín ako náhradu za dovážané dlhodobo ovplyvňovali výhody dovozu najmä z Českej republiky. Medzi takéto suroviny patrí aj sklársky piesok. Situácia sa podstatne zmenila po raste dovozných cien a prepravných nákladov, a preto by jednou z priorít surovinovej politiky štátu malo byť zabezpečenie tejto suroviny z domácich zdrojov.

Vysokokvalitný sklársky piesok dovážaný zo zahraničia je zväčša produktom zložitej úpravy, pri ktorej sa surovina spracúva komplexne a tým aj ekonomicky. Na Slovensku doteraz nie sú efektívne úpravnícke linky.

Sklársky piesok z Lučenskej kotliny možno spracovať komplexne, t. j. využitím výplavu v tehliarskej alebo v keramickej výrobe v závislosti od kvality piesku, triedu 0,1–0,4 mm na výrobu farebného skla a triedu nad 0,4 mm po úprave na sklársku triedu na výrobu krištáľového skla. Pozornosť by sa mala venovať aj ďalšiemu technologickému výskumu sklárskeho piesku Východoslovenskej nížiny a Ipeľskej kotliny.

Literatúra

Hroncová, Z., Čechovská, K., & Derco, J., 1999: Vyhľadávanie sklárskych pieskov, ktoré po úprave dosiahnu kvalitu pre výrobu krištáľového skla. Záverečná správa. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Bacsó, Z., Kovaničová, Ľ., Očenáš, D., & Derco, J., 1996: Slovensko – sklárske piesky. Záverečná správa. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Zuberec, J., Kozač, J., et al., 2002: Komplexné zhodnotenie nerastných surovín Slovenska. Záverečná správa. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 384–386

Mineralogickotechnologické vlastnosti bentonitu zo slovenských ložísk a možnosti jeho využívania

ĽUBOMÍR TUČEK a JÁN DERCO

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, oddelenie aplikovanej technológie nerastných surovín, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika

(Doručené 5. 4. 2005)

Mineralogical-technological characteristic of bentonite from Slovak deposits and possibilities of its use

The article treats with bentonites, their origin and the location of deposits of Slovak bentonites. The mineralogical and chemical characteristics of selected samples of Slovak bentonites from the viewpoint of useful components (montmorillonite) and further accompanying compounds is previewed. Next in the article the principal physical, physical-chemical and technological parameters of selected bentonite samples are stated together with possibilities of their use. At the end we list the recent and new wide possibilities of the use of Slovak bentonites (and their products) after the proper elaboration of former raw material by grinding, milling, sorting, eventual floating, natrification and drying on inevitably up-to-date dressing facilities.

Key words: bentonite, montmorillonite, cristobalite, clastic components, natrification, suspension, cation exchange, imbition, tixotrophy, use of bentonites and their products

Úvod

Bentonit je sedimentárna ílová hornina obsahujúca minerály zo skupiny smektitu, najčastejšie montmorillonit (úžitkový minerál) a menej často beidellit, nontronit, saponit alebo hectorit. Montmorillonit je trojvrstvový dioktaédrický minerál, ktorý má v suchom tvare teoretický štruktúrny vzorec $Na_{0,33}(Al_{1,67}Mg_{0,33})[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot 4H_2O$.

Bentonit vzniká hlavne premenou vulkanického popola, väčšinou subakvatickým rozkladom alebo subaerickým zvetrávaním tufu, tufitu alebo iných sopečných hornín, a preto má variabilnú skladbu a rozličné fyzikálnochemické vlastnosti. Na Slovensku tvorí polohy v neogénnych komplexoch východoslovenskej panvy (ložisko Brezina-Kuzmice, Lastovce, Luhyňa, Veľaty, Stanča a Fintice) a v stredoslovenských neovulkanitoch (ložisko Stará Kremnička-Jelšový potok I, Hrochoť, Lieskovec, Bartošova Lehôtka, Očová a Kotlište; Volko et al., 1999; Zuberec et al., 2003).

Mineralogická a chemická charakteristika bentonitu zo Slovenska

Bentonit zo slovenských ložísk v závislosti od podmienok a miesta vzniku okrem montmorillonitu (Ca-Mg typ) často obsahuje viac ílových minerálov (napr. kaolinit a illit), zvyšky východiskových hornín, vulkanické sklo (amorfné fázy), kremeň, živce, antigénne a pôvodné minerály.

Bentonit východoslovenských ložísk sa vyznačuje tým, že popri montmorillonite obsahuje cristobalit, zo stredoslovenských – zo Žiarskej kotliny v podstatnejšom množstve nie a zo Slatinskej vôbec nie, no je silne limonitizovaný podobne ako rad druhov bentonického ílu v Bánovskej kotline.

Na niektorých východoslovenských lokalitách sa popri montmorillonite vyskytuje aj zeolitový minerál klinoptilolit (Kuzmice, Poša a Veľká Tŕňa), na niektorých výskytoch v Žiarskej kotline sa zistil klinoptilolit alebo mordenit, kým v zeolite napr. v Bartošovej Lehôtke-Paseke je naopak prímesou montmorillonit.

Úžitkovou zložkou bentonitu z ložiska Stará Kremnička-Jelšový potok je dioktaédrický Ca(Mg) montmorillonit s pomerne vysokým stupňom usporiadania štruktúry (rtg. analýza) s dominantným zastúpením Al v oktaédroch s výraznou substitúciou Mg (priemerné zastúpenie 75 %; rozsah od 61 do 83 %). Vulkanicko-vitrická fáza (sklo – popol) sa pohybuje od 10 až do 20 %, kým ostatné kryštaloklastické zložky (kremeň, plagioklas, biotit a živce) iba v nepatrnom množstve (0,X až približne 5 %), a cristobalit v hornine prakticky chýba (resp. je v stopovom množstve).

Bentonit z Lastoviec – s obsahom 55 % Ca(Mg) montmorillonitu – sa vyznačuje dobrou plastickosťou a väz-

Tab. 1
Minerálne a chemické zloženie vybratých vzoriek slovenského bentonitu
Mineral and chemical composition of selected samples of Slovak bentonite

Ukazovatele minerálneho a chemického zloženia v %	východoslovenský neogén		stredoslovenské neovulkanity	
	Lastovce	Kuzmice	S. Kremnička	Hrochoť
montmorillonit	55	46	75	50
vulk. vitr. fáza (sklo – popol)	25	5	19	12
cristobalit	10	40	+	+
klinoptilolit	–	5	–	–
kremeň	3	3	3	20
plagioklas	6	1	2	7
biotit	< 0,5	+	< 1	+
K živec	+	+	+	+
sericit – (illit)	+	–	–	8
kaolinit	–	–	–	–
jarosit	–	–	–	–
oxidy Fe (voľné)	< 0,5	+	+	3
SiO_2	65,38	76,84	64,83	61,01
Al_2O_3	18,94	13,80	19,18	18,01
TiO_2	0,812	0,058	0,132	0,972
Fe_2O_{3celk}	3,22	1,41	2,0	6,31
CaO	2,10	1,68	1,99	2,22
MgO	2,00	1,38	3,92	1,36
MnO	0,004	0,003	0,04	0,018
Na_2O	0,46	0,34	0,26	0,84
K_2O	1,34	0,29	0,57	0,79
S_{celk} (SO_3)	0,03	0,06	0,13	0,02
P_2O_5	0,10	0,04	0,03	0,10
str. žíh. viazaná voda (H_2O^+)	5,49	4,15	7,06	8,32
Súčet	99,876	100,051	100,142	99,97
(H_2O^-) voľná voda	(8,86)	(6,79)	(12,15)	(9,15)
Obsah toxických prvkov v ppm				
Hg	0,01	< 0,01	0,10	0,06
Cd	< 0,30	< 0,30	< 0,30	< 0,30
Pb	9	14	22	19
As	2	< 1	9	5

nosťou, obsahuje 25 % vulkanického skla a popola, 10 % cristobalitu a do 10 % kryštaloklastických zložiek (kremeňa, plagioklasu a biotitu).

Kuzmický bentonit je charakteristický vysokým obsahom cristobalitu (40 %) a prímesou klinoptilolitu (asi 5 %). V hornine je malá prímes kryštaloklastov plagioklasu a kremeňa vo forme drobných sivých až tmavosivých zŕn. Priemerný obsah úžitkového minerálu je okolo 46 %.

Bentonit z lokality Hrochoť vznikol bentonitizáciou andezitových pyroklastík, čím sa odlišuje od bentonitu vzniknuvšieho premenou ryolitového tufu, pričom sa kremeň (približne 20 %) do bentonitu pravdepodobne dostal pri transporte. Ca(Mg) montmorillonit tvorí v priemere okolo 50 %. Hornina je silne limonitizovaná a obsahuje okolo 12 % vulkanickovitrickej fázy. Podrobnejšia mineralogická a chemická charakteristika niektorých vybratých vzoriek bentonitu je v tab. 1.

Vlastnosti bentonitu a možnosti jeho využívania

Ako sme už uviedli, bentonit zo slovenských ložísk v prírodnom stave obsahuje montmorillonit Ca(Mg) typu a jeho charakteristickou vlastnosťou je neúplná premena vulkanického vitrického materiálu na montmorillonit. Z toho vyplýva aj prímes medzifázy alebo nedokonale premenenej vulkanickosedimentárnej fázy v surovine na úkor obsahu montmorillonitu, ako aj nižšie hodnoty fyzikálnochemických vlastností a výskyt ostatných minerálov (nečistôt), ktoré môžu sčasti alebo úplne ovplyvniť vlastnosti ílového podielu. Preto sa bentonitová surovina na dosiahnutie požadovaných vlastností musí technologicky upravovať drvením, mletím, triedením alebo plavením, natrifikáciou a sušením.

Typickou vlastnosťou bentonitu je schopnosť výmeny katiónov, napr. Ca^{2+}, Mg^{2+} za Na^+, a na tom je postavený princíp tzv. aktivácie alebo natrifikácie Ca(Mg) bentonitu, čiže na dosiahnutie špecifických vlastností sa Ca(Mg) bentonit musí natrifikovať na Na typ, pričom sodné typy montmorillonitu v bentonite – prírodné (ako americký Wyoming) alebo upravené uhličitanom sodným – dávajú bentonitu požadované vlastnosti, a to napučiavosť (schopnosť prijímať vodu a zväčšovať objem 2 až 7, v suspenzii 10 až 30 ráz), vysokú absorpčnú a adsorpčnú schopnosť, vysokú plasticitu a tixotropné vlastnosti bentonitových pást resp. suspenzií, ako aj vysokú hodnotu výmeny katiónov. Teoretická hodnota výmeny katiónov ideálneho montmorillonitu v suchom stave je 0,90 mól.kg^{-1}.

Na Slovensku má všeobecne najvyšší obsah montmorillonitu bentonit z ložiska Stará Kremnička-Jelšový potok a tým aj relatívne najlepšie technologické vlastnosti. Po natrifikácii sa mu reologickými vlastnosťami zo spomenutých lokalít najviac približuje bentonit z Lastoviec, po ňom z Hrochote a Kuzmíc, ale ten je relatívne najbelší.

V tab. 2 sú základné fyzikálne, fyzikálnochemické a technologické ukazovatele vybraných vzoriek slovenského bentonitu. Bentonitom, jeho identifikáciou a výskumom jeho fyzikálnych, chemických a technologických vlastností sa v minulosti zaoberal a v súčasnosti zaoberá rad pracovníkov rozličných inštitúcií, napr. Gregor, Čičel, Horváth, Harcek, Hruškovič, Ciesarik, Radzo, Šalát, Ivan, Izáková, Kopin, Leško, Veselý, Očenáš, Kozač, Kraus a i.

Záver

Bentonit zo slovenských lokalít môže dobrú až špičkovú kvalitu zahraničného bentonitu dosiahnuť iba po úprave. Tá je ťažká, a to pre vlastnosti pôvodného bentonitu, ako aj z neho pripravených produktov, ale cena upravených produktov je úmerná pridanej hodnote zušľachteného bentonitu. Úprava vyžaduje pomerne vysoké investičné náklady na nákup najmodernejšej úpravníckej techniky a zároveň sa odporúča pripravovať hlavne produkty s dob-

Tab. 2
Základné fyzikálne, fyzikálnochemické a technologické parametre vybratých vzoriek slovenského bentonitu
Main physical, physical-chemical and technological parameters of selected samples of Slovak bentonite

Ukazovatele technologických vlastností	východoslovenský neogén		stredoslovenské neovulkanity	
	Lastovce	Kuzmice	S. Kremnička	Hrochoť
Typ bentonitu	ryolitový alebo ryodacitový		ryolitový	andezitový
Farba	sv. krémová	biela s tm. zrn.	krémová	špin. sivá
Podiel častíc < 20 µm	66.53	66.20	88.98	78.57
Podiel častíc < 2 µm	51.88	45.96	70.50	53.75
KVK mól.kg^{-1}	0.50	0.41	0.67	0.45
Množstvo sódy na natr. % min.	3–4	3–4	4	3–4
Napučiavosť natr. vzorky mg/2g	30	21	35	22
Medza plasticity Wp (%)	83	58	88	60
Medza tekutosti natr. vzorky Wt (%)	387	281	450	286
Tixotr. suspenzie natr. vzorky %	8–10	>10	6–8	> 10
Reologické vlastnosti	odporúčaná koncentrácia na natrifikáciu suspenzií min. odporúčaná koncentrácia bentonitu v suspenzii			
Tixot. suspenzií	min.	min.	min.	min.
Reotest-2	8 %	10 %	6 %	10 %
Yield point (Pa)	1.70	1.60	2.50	1.70
Plastická viskozita (Pa. s)	0.007	0.005	0.008	0.008
Zdanlivá viskozita (Pa. s)	0.014	0.012	0.019	0.014
Pevnosť v strihu (Pa) po 10 s.	1.30	1.20	1.80	1.50
po 10 min.	4.31	3.80	6.30	3.80
Čas výtoku susp. po 24 h SPV-5 (s)	28.40	24.00	30.00	25.00
Objem. hmot. (suchá) (kg.dm^{-3})	1.340	1.380	1.624	1.783
Merná hmotnosť (kg.dm^{-3})	2.410	2.390	2.490	2.365
Sypná voľná hmot. meliva (kg.dm^{-3})	0.646	0.660	0.680	0.800
Sypná strasená hmot. meliva (kg.dm^{-3})	0.816	0.840	0.980	0.980
Adsorpcia H_2O pary vysuš. vz. po 24 h max. g/100g	20	20	25	20
Sorpcia H_2O suchou vz. g/100g	115	80	120	100
Sorpcia H_2O suchou natr. vz. g/100g	550	520	620	330

rými reologickými a tixotropnými vlastnosťami použiteľné v ekológii, stavebníctve, inžinierskom staviteľstve, v medicíne ako malolitrážne produkty, v chemickom priemysle na prípravu organobentonitu na rozličné účely (farby, laky, pigmenty, mazivá, emulzifikačné, stabilizačné a plastifikačné činidlá), na prípravu výplňových materiálov v úložiskách rádioaktívnych látok, geosyntetických kompozitných rohoží, v keramickom priemysle, v poľnohospodárstve a pod.

Literatúra

Baláž, P., 2004: Nerastné suroviny Slovenskej republiky. *Ročenka ŠGÚDŠ Bratislava.*

Gregor, M., & Čičel, B., 1969: Bentonit a jeho využitie. *Bratislava, VSAV*

Zuberec, J., et al., 2003: Komplexné zhodnotenie NS SR. Záverečná správa. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Volko, P., et al., 1999: Východné Slovensko-bentonity VP. Záverečná správa. *Bratislava, GSSR*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 387–389

Vybrané fyzikálne vlastnosti bentonitu pre úložisko rádioaktívneho odpadu

RENÁTA ADAMCOVÁ a ZUZANA HAASOVÁ

Katedra inžinierskej geológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovenská republika

(Doručené 22. 4. 2005)

Selected physical parameters of bentonite for the deposit of radioactive waste

Article summarizes the experience from the first phase of testing of physical parameters of bentonite for the use in insulating systems for deep-seated radioactive waste storage, namely the plasticity and compactness. The important criterion is to produce briquets with the density close to 1.8–2.0 g.cm^{-3}

Key words: deep-seated radioactive waste storage, bentonite, plasticity, density, compactibility, strength

Úvod

Cieľom príspevku je informovať o súčasnom stave a o perspektíve výskumu bentonitu zo Slovenska v súvislosti s plánovaným hlbinným úložiskom rádioaktívneho odpadu. Pre veľmi obmedzený povolený rozsah príspevku sa v ňom neuvádzajú poznatky zo zahraničia ani z výskumného projektu autoriek, a tak ide o neúplnú prezentáciu čiastkových výsledkov z výskumu iba dvoch fyzikálnych vlastností – plasticity a hutniteľnosti.

Podľa zistenej plasticity možno porovnávaním nepriamo určiť íl s najvyššou schopnosťou napučiavania, čo sme v prvej etape výskumu využili na zúženie výberu. V ďalšej etape sa budú študovať vlastnosti bentonitových prefabrikátov s vysokou hustotou, ktorými sa obmurúvajú kontajnery s rádioaktívnym odpadom. V príspevku sa uvádzajú prvé skúsenosti so zhutňovaním (lisovaním) bentonitu na požadovanú vysokú hustotu ρ_d = 1,8–2,0 g·cm^{-3}.

Metodika výskumu

Pri výskume sa porovnáva viac druhov bentonitu odlišujúcich sa minerálnym zložením, ale bližšia charakteristika aj názov ložiska sú obchodným tajomstvom. Íl sa upravoval iba sušením a mletím na trojakú zrnitosť (označuje sa ako variant < 0,25, < 0,045 a < 0,015 mm) a v jednom prípade sa aj umelo natrifikoval.

Medza tekutosti sa stanovila Cassagrandeho prístrojom (STN 72 1014) aj britským kužeľom (BS 1377: Part 2) a plasticity podľa STN 72 1013.

Z práškového bentonitu sa lisovaním v špeciálnej rozoberateľnej forme v hydraulickom lise pripravili valčeky (s priemerom 5 a výškou 5,3–5,5 cm). Dosiahnutá hustota suchej zeminy ρ_d závisí od návažku. Súčasne sa stanovila „prirodzená" vlhkosť w_n. Keďže íl sa už raz sušil, ide o vlhkosť sorbovanú zo vzduchu (preto sa použili úvodzovky). Výlisky sa po vybratí z formy presne odmerali a odvážili a vypočítala sa hustota vlhkej zeminy ρ_n. Hustota suchej zeminy ρ_d vo výlisku sa vypočítala podľa vzorca $\rho_d = \rho_n : (1 + w_n)$.

Predbežné výsledky a diskusia

Konzistenčné medze

Z tab. 1 vyplýva najmä obrovský, niekoľkonásobný rast plasticity (určuje sa podľa medze tekutosti) po natrifikácii (porovnaj w_L vzorky J a BJ; vzorky *n* obsahujú viac Na ako vzorky *s*. BJ_{15} dokonca plasticitu zahraničného bentonitu MX-80 (tam W_L = 401–475 %; Studer et al., 1984) vysoko prekonala. Najvyššiu plasticitu majú najjemnejšie vzorky. Mletie aktivovalo merný povrch tak, že plasticita stúpla skoro dvojnásobne.

Pri porovnávaní nenatrifikovaných vzoriek má najvyššiu plasticitu bentonit K_{15} (najviac vymeniteľného Na), približuje sa mu aj vzorka DV_{15}, ale už aj vzorka J_{45}, J_{15} a L_{15} dosahujú takú plasticitu ako zahraničný Montigel (s w_L = 133–160; Studer et al., 1984). Pri íle DV by tak bol najväčší rozdiel spomedzi všetkých druhov prírodného ílu medzi variantom < 15 a < 45 mm, lebo pri DV_{45} sa namerala najnižšia medza plasticity.

Rast plasticity po predchádzajúcom 1-týždňovom vystavení bentonitu teplote 90 °C možno v prípade umelo natrifikovaných vzoriek vysvetliť „dobehnutím" natrifikácie, t. j. dodatočnou ionovýmenou ešte voľného Na. Pri nenatrifikovanej vzorke je rast nepatrný.

Naše medze tekutosti zistené Cassagrandeho prístrojom sú vyššie ako medze stanovené kužeľovou metódou. Feng (2002) to uvádza ako pravidlo pri každej zemine s obsahom montmorillonitu. Výsledky týchto dvoch metód sú porovnateľné iba v rozsahu w_L = 30 až 100 % a najlepšia zhoda je okolo w_L = 50 %. Dôležité je, že sa pozorovaný trend zhodoval pri obidvoch metódach. Hodnoty MX-80 a Montigelu, ktoré používame ako porovnávacie kritérium, sa zistili Cassagrandeho metódou.

Tab. 1
Výsledky skúšok Atterbergových konzistenčných medzí
Results of Attenberg consistent measures testing

Vzorka	w_l (%) Cassagrande	w_l (%) kužeľová skúška	w_p (%)	Ip (%) z metódy Cassagrandeho	Ip (%) z kužeľovej skúšky	$w_{l\,90}$ (%) Cassagrande	$w_{l\,90}$ (%) kužeľová skúška
Natrifikovaná							
$BJ_{15\,(n)}$	(643.04)	454.03	53.14	589.9	400.89		
$BJ_{45\,(n)}$	591.20	436.57	45.94	545.26	390.63		
$BJ_{15\,(s)}$	481.51	316.13	49.87	431.64	316.13	(531.13)	391.61
$BJ_{45\,(s)}$	344.34	274.8	41.03	303.31	233.77	352.98	276.11
$BJ_{250\,(s)}$	258.58	186.9	46.18	212.40	140.72	288.07	217.66
Prírodná							
K_{15}	191.25	168.18	46.04	145.21	122.14		
K_{45}	162.40	145.68	45.08	117.32	100.6		
J_{15}	158.27	142.08	45.04	113.23	97.04		
J_{45}	138.24	123.14	48.56	89.68	74.58		
J_{250}	99.29	90.79	47.97	51.32	42.82	106.10	92.56
L_{15}	137.28	127.15	67.54	69.74	59.96		
L_{45}	(105.95)	101.59	47.13	58.82	54.46		
L_{250}	94.32	85.34	37.27	57.05	48.07	96.53	85.08
DV_{15}	(209.64)	168.04	58.95	150.69	109.09		
DV_{45}	78.29	66.15	34.65	43.64	31.5		

w_l – medza tekutosti, w_p – medza plasticity, Ip – index plasticity, $w_{l\,90}$ – medza tekutosti stanovená po 7-dňovom pôsobení teploty 90 °C, hodnoty v zátvorke treba preveriť ešte raz

w_l – measure of liquidity, w_p – measure of plasticity, Ip – index of plasticity, $w_{l\,90}$ – measure of liquidity determined after 7-day influence of temperature 90 °C. Values in the brackets have to be repeatedly examined.

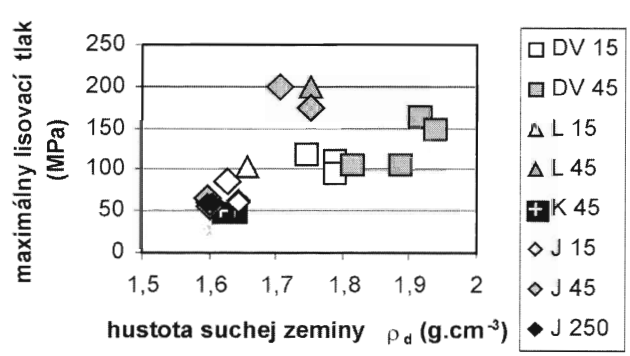
Hutniteľnosť

Pri príprave lisovaných bentonitových teliesok s vysokou hustotou sme narazili na rad ťažkostí. Prvou bola veľmi nízka objemová hmotnosť voľne sypaného bentonitu, najmä jeho najjemnejšieho variantu (< 0,015 mm), v jednom prípade iba okolo 0,5 g·cm^{-3}, a preto bolo nevyhnutné vyrobiť oveľa vyššiu lisovaciu formu, ako sa používala v zahraničí. Výroba výliskov bola veľmi náročná na čas a fyzicky namáhavá (veľká masívna oceľová forma váži okolo 30 kg). Lisovanie by bolo ľahšie pri lepšom odvádzaní vzduchu spod piesku. Ten sa správa pružne, a tak je potrebný vyšší tlak. Vzduch unikajúci okolo piesta strháva aj častice ílu, ten sa dostáva medzi piest a plášť formy, zvyšuje trenie a vyvoláva potrebu vyššieho tlaku. Čím je íl jemnejší, tým ťažšie sa odvzdušňuje a lisuje.

Ak je tlak vysoký, pri jemných variantoch (pri < 0,015 a sčasti aj pri < 0,045 mm) sa zo vzorky vytláča sorbovaná voda. Ťažkosti rastú so stúpajúcou vlhkosťou w_n. Dovtedy neviditeľná vlhkosť sa hromadí ako pórová voda blízko piesta a spôsobuje tam lepkavosť bentonitu. Takto zvýšené nerovnomerné trenie bentonitu o stenu formy doteraz porušilo všetky výlisky z najjemnejšieho bentonitu šmykom (strihom). Niektoré trhliny bolo vidno hneď, iné po krátkom čase. Pri pokuse sa výlisok z bentonitu vysušeného pri 90 °C rozpadával v ruke, a preto je istá vlhkosť nevyhnutná. Najkvalitnejšie výlisky (s najvyššou hustotou) sa podarilo vylisovať z bentonitu DV, ktorý mal najnižšiu „prirodzenú" vlhkosť (okolo 2 %).

Nízku „prirodzenú" vlhkosť spôsobuje nízka sorpčná schopnosť. Prejavilo sa to aj najnižšou medzou tekutosti, a preto z hľadiska schopnosti sorpcie a expanzie ide o najnevhodnejší íl. Čím je bentonit kvalitnejší, tým viac vlhkosti viaže zo vzduchu. Najvyššiu vlhkosť (až okolo 14 %) dosahuje íl s označením J. Laboratórne by sa skúškami s čiastočne vysušeným ílom dala dosiahnuť optimálna vlhkosť na lisovanie, ale sušenie veľkého objemu ílu by v praxi nebolo ekonomické. Bentonit by pri výrobe lisovaných elementov bol aj tak vystavený vzdušnej vlhkosti, a preto skúšať zhutňovanie predsušeného ílu nemá zmysel. Pri variante < 0,25 takáto vlhkosť neprekáža.

V súlade s poznatkami Studera et al. (1984) sa zdá byť schodnejšia aplikácia hrubšieho bentonitu, lebo sa lepšie zhutňuje. Bol na to potrebný nižší tlak (porovnaj J_{15} a J_{250}) a voda sa neoddeľovala, a tak neporušovala vzorku už vo forme. Najlepšie sa lisoval íl variantu < 0,25 mm (ale má nižšiu plasticitu). Kvalita výliskov stúpla pri po-



Obr. 1. Tlak potrebný na dosiahnutie príslušnej hustoty výlisku.
Fig. 1. Pressure necessary for obtaining requested density of briquet.

malom zatláčaní. Rozhodujúca je požadovaná hustota výlisku, a teda množstvo stláčaného ílu (na obr. 1 sú aj valčeky porušené trhlinami). S rastúcou hustotou výlisku potrebný tlak enormne stúpa. Zdá sa, že pri normových rozmeroch teliesok na skúšky pevnosti v obyčajnom tlaku nebude možno bez sušenia z nášho ílu pripraviť kvalitné a nepoškodené výlisky s $\rho_d > 1{,}8$ g·cm^{-3}. Na to je potrebný tlak, pri ktorom sa forma začína deformovať.

Záver

Doterajší výskum naznačuje, že aj na Slovensku je bentonit vhodný na používanie v úložiskách rádioaktívneho odpadu. Pri výbere sa odporúčame sústrediť na hrubší mletý prírodný bentonit s čo najvyššou plasticitou (K_{45}, J_{45} alebo aj J_{250}). V ďalšej etape výskumu bentonitu budú skúšky pevnosti (sčasti už prebiehali), priepustnosti, napučiavania, ako aj deformácie.

Poďakovanie. Autorky ďakujú MŠ SR za finančnú podporu projektu štátneho programu výskumu a vývoja 2003 SP 26/028 0C 00/028 0C 02 a agentúre VEGA projektu 1/1028/04. Srdečné poďakovanie patrí aj firme DELTAMachining, s. r. o., z Příbramu za sponzoring pri výrobe lisovacej formy

Literatúra

Feng, T. W., 2002. Discussion on percussion and cone method of determining the liquid limit of soils. Controlling mechanisms by A. Sridharan and K. Prakash. *Geotech. Testing Journal, GTJODJ, 25, 1, 104–105.*

Studer, J., Ammann, W., Meier, P., Müller, Ch., & Glauser, E., 1984: Verfüllen und Versiegeln von Stollen, Schächten und Bohrlöchern. Technischer Bericht, 84–33. NAGRA, Baden.

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 390–392

Akumulácia ušľachtilých nerastov v klastogénnych sedimentoch kvartéru a neogénu niektorých oblastí Západných Karpát

JÁN ZUBEREC

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

(Doručené 13. 4. 2005)

Accumulation of rare minerals in clastogenic Quaternary and Neogene sediments of some areas of Western Carpathians

Unconsolidated clastogenic Quaternary and Neogene sediments are recently used for extended exploitation of building materials like sands, gravels and gravel-sands. Despite extended use of clastogenic sediments, the distribution of rare minerals and their possible industrial accumulation was not systematically monitored till 2001. In the Dunaj drainage basin the accumulation and possible exploitation of rare minerals was observed only in two gravel-sand deposits. Similar situation concerned also the unconsolidated or partly-consolidated Neogene sediments, having in several places registered the increased amounts of rare minerals – for example in Bánovce Basin and South Slovakian Basin. During last years the gap in investigation of rare minerals distribution and their possible industrial use was partly eliminated by evaluation of sediments of voluminous Slovak rivers as well as Neogene clastogenic sediments of some basins.

Besides finding of accumulation of rare minerals in particular drainage basins, also the transport direction and source rocks were characterized.

Key words: Quaternary and Neogene clastogenic sediments, rare minerals, drainage basins

Zdrojové geologické útvary a horniny ťažkých minerálov

Pomocou máp drenážnych panví možno asociácie ťažkých minerálov priradiť k ich geologickým zdrojovým komplexom a potom dešifrovať drenážnu históriu záujmových území. Súbor máp pri rekonštrukcii staršej drenážnej histórie istých území pomohol doplniť erodované súbory hornín do oblastí, v ktorých sa už v súčasnosti nevyskytujú, a tak sa drenážna história stala prostriedkom na rekonštrukciu primárnych zdrojov niektorých asociácií ťažkých minerálov. Doplnkom tejto histórie je aj súbor sedimentologických poznatkov o marinnej depozícii v sledovaných oblastiach, ktorý umožňuje rekonštruovať redepozičnú históriu týchto asociácií.

Z územia Slovenska sú mapy niektorých drenážnych oblastí, v ktorých sa distribúcia ťažkých minerálov sledovala. Je to podunajská akumulačná panva, pohronská, vážska, juhoslovenská, bánovsko-hornonitrianska a hornádsko-bodviansko-hornotoplianska drenážna panva.

Podunajská akumulačná panva. Zaraduje sa do nej predovšetkým Žitný ostrov a oblasť na SZ od neho po Malé Karpaty. Riečne akumulácie „vnútrohorskej delty" Dunaja na území Slovenska majú neobyčajne pestré zloženie ťažkých minerálov, ktoré odráža obrovskú drenážnu oblasť Dunaja v európskych alpinidách a hercynidách. Náplavy sú vejárovité so smerom transportu generálne od Z na V v severnej, od SZ na JV v južnej časti územia a v recentnom toku Dunaja. Prínos klastického materiálu z Malých Karpát je takmer zanedbateľný.

Pohronská drenážna panva umožňuje v recente vznik asociácií ťažkých minerálov s nezvyčajne pestrým zložením, ktoré je na hornom toku charakteristické prevahou magmatických a metamorfovaných kryštalinických zdrojov tatroveporika, kým v dolnom výrazne dominuje asociácia derivovaná z hornín stredoslovenských neovulkanitov.

Vážska drenážna panva neobyčajne pestrou asociáciou ťažkých minerálov odráža recentnú geologickú stavbu rozsiahlej drenážnej oblasti budovanej hercýnskymi magmatogénnymi a nízkometamorfovanými aj vyššiemetamorfovanými kryštalinickými komplexmi, mezozoickými sedimentárnymi aj vulkanogénnymi súbormi, ako i terciérnymi klastikami centrálnych aj Vonkajších Západných Karpát. Kým vo východnom segmente prevažuje prínos ťažkých minerálov z kryštalinických zdrojov, v strednej časti toku Váhu sú riečne sedimenty okrem kryštalinických a klastogénnych centrálnokarpatských zdrojov dotované aj neovulkanickými horninami z J a klastogénnymi flyšovými komplexmi vonkajšieho flyšového pásma a bradlového pásma zo S a Z. V dolnej časti toku Váhu už výraznejšia dotácia klastogénneho materiálu neprebieha a prevláda tam mechanická maturácia riečnych sedimentov.

Bánovsko-hornonitrianska drenážna panva sa dá rozdeliť na povodie Bebravy a hornej Nitry. V bánovskej časti panvy možno v recente za najvýznamnejší zdroj ťažkých minerálov pokladať metamorfované kryštalinické komplexy severnej časti Považského Inovca, ako aj mohutné komplexy aluviálnych vejárov pravdepodobne mladoplio-

cénneho veku na jeho úpätí. V severnej časti povodia Nitry a Nitrice sa podobné aluviálne komplexy vyvinuli na východnom úpätí granitoidných kryštalinických komplexov Suchého a Malej Magury a tiež sú významným zdrojom ťažkých minerálov. Vo východnej časti horného Ponitria sú dominantnými zdrojovými horninami stredoslovenské neovulkanity transportované smerom na Z a JZ.

V severnej časti Bánovskej kotliny je zaujímavý vulkanoklastický komplex sarmatského veku, ktorého zdrojovú oblasť možno hľadať aj v neovulkanickom masíve Vtáčnika, a tak paleotransport vykazuje západný až sz. orientáciu kolmú (až protichodnú) na súčasnú drenážnu sieť.

Usadeniny aluviálnych vejárov na úpätí severnej časti Považského Inovca sa vedno s vulkanickosedimentárnymi sarmatskými usadeninami koncom pliocénu ďalej transportovali jv. smerom do dolného Považia, čo tiež predpokladá značne odlišnú paleogeografiu, ako má recent.

Juhoslovenská drenážna panva má pestrú geologickú stavbu. V recentných nánosoch miestnych potokov a riek možno pozorovať variabilitu asociácií ťažkých minerálov. Vo východnej časti v hornom povodí Slanej je dominantným zdrojom horninová suita gemerika, v severnej boli minerálne asociácie dotované kryštalinickými súbormi veporika, v západnej dominujú znosové horniny zo stredoslovenských neovulkanitov a na J redepozície klastického materiálu z neogénnych sedimentov a primárne zdroje z pliokvartérnych bázických vulkanitov. Ipeľ, ktorý drénuje väčšiu časť oblasti, má v usadeninách na strednom a dolnom toku ucelenú kryštalinicko-vulkanogénno-sedimentárnu asociáciu ťažkých minerálov. Pestrá asociácia ťažkých minerálov v egenburských sedimentoch, ktoré sú rozšírené v južnej časti územia, naznačuje pôvod z exotických zdrojov situovaných na J od miesta depozície, kým trocha mladšie sedimenty otnanského veku už boli pravdepodobne dotované zo sv. veporických zdrojových oblastí. Sedimenty spodného bádenu v západnej časti územia poukazujú na východný až sv. zdroj klastík. Smer transportu vrchnomiocénnych klastík už odráža paleomorfológiu oblasti blízku recentnej, čiže išlo o transport od S a SZ, čiže z veporika.

Hornádsko-bodviansko-hornotoplianska drenážna panva má v západnom úseku prevahu zdrojových hornín ušľachtilých minerálov z centrálnokarpatského paleogénu a severogemerického permu, v centrálnych častiach veľmi pribúda minerálov derivovaných z kryštalinika a paleozoika Braniska, Čiernej hory a gemerika a v sv. (vrátane horného povodia Topľe) je pozorovateľná prevaha zdrojov z vonkajšieho flyšového a sčasti aj z bradlového pásma. Lokálne potoky v povodí Bodvy prevažne poukazujú na zdroje klastického materiálu z hornín gemerika, v nižších úsekoch tokov možno predpokladať aj výskyt minerálnej asociácie charakteristickej pre meliatikum alebo bôrčanský príkrov.

Paleogénne bazálne sedimenty v hornom úseku povodia Hornádu indikujú smer transportu klastického materiálu z JZ až Z, a to prevažne z nízkometamorfovaných hornín gemerika.

Zdrojovými oblasťami ťažkých minerálov strednomiocénnych sedimentov v Košickej kotline boli horninové komplexy Čiernej hory a gemerika ležiace na Z a SZ od miesta depozície. Lokálne vyšší obsah vulkanogénneho materiálu súvisí so syndepozičnou vulkanickou aktivitou s nápadným aerickým transportom vulkanického popola. Vrchnomiocénne sedimenty na východnom okraji Košickej kotliny majú znaky redepozície klastického materiálu zo strednomiocénnych sedimentov, výrazne v nich rastie obsah vulkanogénneho klastického materiálu derivovaného z V – z oblasti Slanských vrchov, a vrchnomiocénne sedimenty východnej časti bodvianskej oblasti naznačujú transport klastického materiálu zo S až SV.

Významné akumulácie ušľachtilých minerálov v hodnotených územiach

Medzi ušľachtilé minerály, ktorým sa donedávna v klastogénnych sedimentoch venovala pozornosť najmä pre ich možnú koncentráciu praktického významu, nesporne patrí zlato, ktoré je miestami v takej koncentrácii, že sa alebo ťažilo, alebo boli pokusy ťažiť ho. Zlatonosnosť recentného dunajského štrku je vraj známa už od čias rímskej ríše. Až do 2. svetovej vojny miestne obyvateľstvo v poriečí Dunaja zlato ryžovalo, najmä v kosách a v niektorých oblúkoch riečiska (Polák, 1971). V okolí Klížskej Nemej sa od roku 1938 robili pokusy priemyselne ryžovať zlato s údajným obsahom 128 mg/m^2 v štrkopiesku.

Zlato vystupuje v náplavoch Dunaja v malom podiele najmä s granátom, ale na niektorých miestach sa akumuluje aj ilmenit, magnetit a miestami sú aj bohatšie akumulácie zirkónu a ojedinele aj monazitu. Najväčšie akumulácie ušľachtilých minerálov v podunajskej akumulačnej oblasti sa zistili na výskyte Veľký Lél – Malé Kosihy, Medveďov, Trávnik a Horná Potôň. Obsah zlata je lokálne až 1 g/m^3, granátu až vyše 70 000 g/m^3, ilmenitu až 6300 g/m^3, rutilu 6248 g/m^3 a zirkónu 1552 g/m^3. Uvedený obsah je extrémny, ale v podunajskej akumulačnej oblasti je všeobecne pomerne vysoký.

Pozoruhodné výskyty zlata, minerálov vzácnych zemín, zirkónu, granátu, minerálov Ti a i. sa zistili v nespevnených klastogénnych sedimentoch na rozhraní kryštalinika a sedimentov pri prospekcii (Hvoždara et al., 1985–1987; Zuberec, 2004) v povodí Ipľa, Rimavy a v poltárskom súvrství v juhoslovenskej drenážnej panve. Zistený obsah zlata je miestami 0,045 g/m^3, monazitu až 1220 g/m^3 (Hvoždara, 1987, 1997, 1999; Zuberec a Hvoždara, 2004) a granátu na niektorých výskytoch až 10 000 g/m^3. Extrémny obsah ilmenitu je až 6500 g/m^3 (bežný okolo 2000 g/m^3), rutilu až 800 g/m^3 (bežný do 800 g/m^3) a zistený extrémny zirkónu 1256 g/m^3 (bežný do 500 g/m^3).

Pozoruhodný je výskyt zafíru, ušľachtilého minerálu korundu modrej farby, v Kostenej doline v Cerovej vrchovine, a to v pomerne hojnom množstve vo vysypanom maare v asociácii iných minerálov. Nájdené zafíry veľké vyše 5 mm by sa mohli prakticky zužitkovať v šperkárstve (Uher, 1999). Zafír z Hajnáčky je produktom kryštalizácie vyššiefrakciovanej taveniny vo vrchnom plášti až v spodnej kôre a pri neskorších procesoch bol vynesený v podobe xenokrystov.

Na východných svahoch Považského Inovca, na jeho rozhraní so sedimentmi Bánovskej kotliny, sú zlatonosné

rozsypy patriace do Bánovskej kotliny resp. do jej výbežkov do kryštalického jadra pohoria. Rozsypy (Polák, 1969, 1984) sa viažu na vrchnú časť intramontánnej depresie kotliny v stratigraficky bližšie neurčenom súvrství pliocénu. Je to pestrá séria predhorských sedimentov predstavujúcich znesený materiál z Považského Inovca. Polák (1969, 1984) aj Hvoždara predpokladajú, že sú tam zastúpené príbrežné morské a jazerné rozsypy vznikajúce prenosom a hromadením klastického materiálu v príbrežných sedimentačných priestoroch. Zlato sa tu vyskytuje s inými ušľachtilými nerastmi, ale v súčasnosti sa už v týchto rozsypoch nenašlo, lebo je dokonale vyťažené.

Podobná situácia ako pri východných svahoch Považského Inovca je aj pri východných svahoch Malej Magury, na jej rozhraní so sedimentmi Hornonitrianskej kotliny.

V bánovskej a hornonitrianskej drenážnej panve sa zistil maximálny obsah granátu 5750 g/m^3, ilmenitu 2995 g/m^3, rutilu 934 g/m^3 a zirkónu 246 g/m^3, ale panva je na ušľachtilé minerály vcelku chudobná.

Zvýšený obsah zlata sa zistil v náplavoch Hrona, najvyšší na lokalite Svodov, Malá nad Hronom a Bíňa, ale maximálny neprekročil 0,143 g/m^3. Obsah granátu v pohronskej akumulačnej oblasti je nízky a vyšší je iba obsah ilmenitu.

Vážska drenážna panva je na ušľachtilé minerály chudobná. Iba lokálne bol zvýšený obsah granátu (maximálny 9872 g/m^3) a ilmenitu (1385 g/m^3). Veľmi zriedkavý, no vysoký obsah má rutil (1385 g/m^3 – Kolárovo) a na rovnakom výskyte aj zirkón.

V hornádsko-bodviansko-hornotoplianskej drenážnej panve vrátane Košickej kotliny má z ťažkých minerálov podstatne zvýšený obsah ilmenit, a to aj vyše 8000 g/m^3, kým obsah zirkónu je výraznejšie vyšší iba na výskyte Olcnava (až do 892 g/m^3).

Využívanie ušľachtilých minerálov v praxi

Pre súčasnú nízku cenu by sa zlato na rentabilnú ťažbu muselo vyskytovať v podstatne vyššej koncentrácii, a preto ekonomickú bilanciu možno zlepšiť len využívaním aj iných akumulovaných minerálov. Minerály sú v rozličných horizontoch sedimentu podľa ich veku, charakteru minerálov alebo dĺžky transportu zastúpené nerovnomerne. Z ušľachtilých je ekonomicky hodnotný granát, zirkón, rutil, ilmenit, monazit, xenotím, korund (zafír) alebo aj iné. Tieto minerály sa zvyčajne vyskytujú v sedimentoch v istých asociáciách, čo môže mať pri využívaní ťažkej frakcie ekonomicky význam. Študované minerály sú vhodné najmä na netradičné účely, kde nie je veľká spotreba, ale cena upraveného produktu je vysoká.

Zlato sa najväčšmi využíva v šperkárstve, ale dôležité je aj v elektrotechnike, pri výrobe zubných náhrad, špeciálnych zliatin, v leteckom priemysle, pri výrobe reflektorov a i. Granát nie je iba prostriedkom na rezanie a brúsenie, ale môže byť aj vhodným filtračným materiálom a jeho dobre vykryštalizované neporušené kusy sa využívajú ako drahé kamene. Titanit, rutil a ilmenit sa hodia na výrobu kovu, prípravu chemických zlúčenín a pigmentu. Zirkón je výborný prírodný materiál na výrobu špeciálnej keramiky, slúži aj ako plnivo a na výrobu mlecích teliesok, pri ktorých sa vyžaduje vysoká tvrdosť. Ak sa dá apatit ako vedľajší produkt získať vo väčšom množstve, môže sa zužitkovať pri výrobe špeciálneho fosforečného prírodného hnojiva, no v hodnotených sedimentoch sa vo významnejšom množstve vyskytoval len veľmi zriedka. Monazit a xenotím sú suroviny vhodné na získanie prvkov vzácnych zemín, a to C, La, Y a Yb. Turmalín je vhodný na tienenie neutrónov, ako brúsny materiál a na výrobu zlúčenín B.

Systémový výskum opretý o doterajšie poznatky priniesol v istých oblastiach veľmi pozitívne výsledky v nazeraní na možnosti praktického využívania niektorých minerálov. Dôležité sú najmä veľké akumulácie klastogénnych sedimentov, pri ktorých sa zistil vyšší, miestami až vysoký obsah ušľachtilých minerálov. Tie sa ťažia a upravujú pre stavebnú výrobu.

Literatúra

Böhmer, M., & Hvoždara, P., 1980: Výsledky šlichového výskumu z východnej časti Malej Magury. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 34, 31–45.*

Dudášová, V., et al., 1986: Záverečná správa úlohy Povodie Dunaja a Ipľa, surovina: piesky a štrkopiesky, štúdia VP, stav k 1. 10. 1986. *GP Spišská Nová Ves.*

Hvoždara, P., 1983: Výsledky šlichovej prospekcie v západnej časti Slovenského rudohoria. *Manuskript – archív katedry KMP Bratislava, 200.*

Hvoždara, P., 1997: Registrácia starých ryžovísk vo veporiku Slovenského rudohoria. *Manuskript – archív katedry KMP Bratislava, 20.*

Hvoždara, P., 1998: Slovensko – registrácia ryžovísk zlata, regionálna geológia. *MŽP SR, Bratislava.*

Hvoždara, P., 1999: Ryžoviská zlata v Západných Karpatoch. *Mineralia Slov., 3–4, 241–248.*

Konečný, V., Pristaš, J., & Vass, D., 1978: Ipeľská kotlina a južná časť Krupinskej vrchoviny. *Bratislava, GÚDŠ.*

Mišík, M., 1956: Použitie ťažkých minerálov pre paleogeografický a stratigrafický výskum so zreteľom na neogén a kvartér Slovensko. *Geol. Práce, Zoš., 43.*

Polák, S., 1965: Príspevok k problematike dunajského aluviálneho zlata. *Správa geol. výskumu v roku 1964, časť 2, 80.*

Polák, S., 1966: Aluviálne zlato na Slovensku a jeho perspektívy. *Geol. Průzk., 9, 290–292.*

Polák, S., 1969: Orientačné poznatky o zlate v recentných náplavoch a mladých fosílnych sedimentoch na východnom úbočí Považského Inovca. *Mineralia Slov., 1, 27–31*

Polák, S., 1971a: O dunajskom zlate – reálne a ekonomicky. *Geol. Průzk., 8, 241–244.*

Zuberec, J., 2001: Možnosti výskytu priemyselných akumulácií ušľachtilých minerálov v klastogénnych sedimentoch kvartéru a neogénu niektorých oblastí Západných Karpát. *In: P. Bačo et al. (ed.), Šlichová prospekcia a akcesorické minerály. Mineralia Slov., 5, 512.*

Zuberec, J., Hvoždara, P., Fischerová, R. & Derco, J., 2004: Geologický prieskum na overenie akumulácií ušľachtilých nerastov, z ktorých možno priemyselne vyrábať kovy, prvky rôznych zemín, drahé kamene v klastogénnych sedimentoch vybraných oblastí Slovenska. Záverečná správa. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 393–395

Horniny s obsahom turmalínu a ich environmentálne využívanie

ĽUBICA KOVANIČOVÁ

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, aplikovaná technológia nerastných surovín, Jesenského 8, 040 01 Košice

(Doručené 13. 4. 2005)

Tourmaline-bearing rocks and their environmental use

In the territory of Slovak Republic there are no deposits or occurrence of high-grade boron materials. Tourmaline or tourmaline-containing rocks seem to be a good substitution. The research of the use of tourmaline-containing rocks proceeded in two directions:

– the small aggregates prepared from the tourmaline rock were added in special types of concrete being used to screen the neutron radiation,

– the tourmaline concentrate with the granularity less than 10 μm containing 8 % of B_2O_3 was prepared from the original rock using suitable treatment procedures and used to produce polyethylene composite

The test of the neutron and gamma radiation screening properties of concrete and composite was positive in both cases. It would be possible to use the material as a passive protection against neutron and gamma radiation, e. g. in the building of the cyclotron facilities installed in the Slovak Republic.

Key words: tourmaline, technological procedure, composite PeTu, half-value layer, thermal neutrons flow

Úvod

Na tienenie neutrónového žiarenia sú vhodné suroviny s obsahom tzv. ľahkých prvkov (B, Li, K a H) a jednou z nich by mohol byť aj turmalín. V rámci úlohy Turmalínovce, VP (Kobulský et al., 2000) sa riešil aj laboratórno-technologický výskum upraviteľnosti a využitia hornín s obsahom turmalínu.

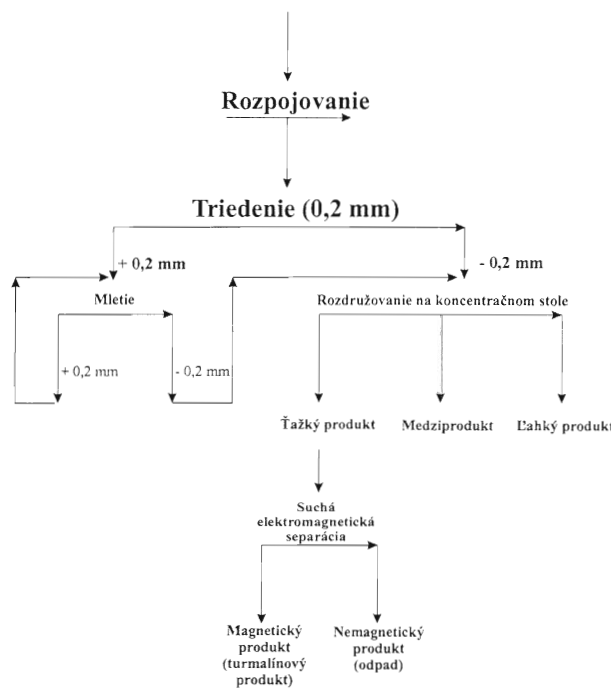
Cieľom laboratórnotechnologických prác bolo pripraviť drobné kamenivo zrnitostnej triedy 0,2–2,0 a 0,2–4,0 mm a jeho schopnosti tieniť neutróny a sprievodné žiarenie gama sa po zapracovaní do betónu otestovali v Ústave jadrového výskumu v Řeži (ibid.).

Zo zrnitostnej triedy pod 0,2 mm sa zvoleným technologickým postupom pripravil turmalínový koncentrát a jeho tieniace schopnosti a možnosti praktického využívania sa testovali vo Výskumnom ústave plastov, a. s., v Nitre, ako aj v Ústave klinickej a preventívnej medicíny v Bratislave (ibid.).

Metodický postup

Z lokality Zlatá Idka sa odobrala vzorka a pripravilo sa z nej drobné kamenivo do betónu zrnitostnej triedy 0,2–2,0 a 0,2–4,0 mm. Obsah turmalínu vo vzorke bol 23,3 % a objemová hmotnosť horniny 2,8 kg·dm^{-3}. Obsah B_2O_3 v zrnitostnej triede 0,2–4,0 mm bol 2,03 % a v triede 0,2–2,0 mm 1,83 %. Z drobného kameniva sa v Hydrostave, a. s., Bratislava pripravili betónové zmesi a ich tieniace schopnosti sa testovali v Ústave jadrového výskumu v Řeži.

Turmalínový koncentrát na prípravu polyetylénového kompozitu (PeTu) bol pripravený technologickým postupom znázorneným na obr. 1. Obsah turmalínu vo vstupnej



Obr. 1. Technologický postup prípravy turmalínového produktu.
Fig. 1. Technological procedure of tourmaline product elaboration.

Tab. 1
Vplyv aditív na polovrstvu (zoradené podľa polovrstvy)
Influence of additives on half-value layer (ordered according to half-value layer)

č	kocka	priemerná polovrstva	B_2O_3	K_2O	TiO_2	P_2O_5	Be	Li
14	TM15	3.907	1.34	3.69	0.66	0.13	0.000028	0.00102
18	TM19	4.000	1.08	2.63	0.59	0.10	0.000020	0.00071
5	TB5	4.010	1.25	3.91	0.73	0.10	0.000027	0.00102
13	TM14	4.075	0.97	2.88	0.55	0.12	0.000021	0.00076
4	TB4	4.076	0.96	2.96	0.58	0.09	0.000021	0.00075
9	TB9	4.088	0.91	2.64	0.51	0.08	0.000018	0.00068
8	TB8	4.200	0.63	1.99	0.43	0.08	0.000014	0.00048
17	TM18	4.236	0.65	1.88	0.38	0.08	0.000013	0.00047
12	TM13	4.294	0.62	2.41	0.42	0.09	0.000017	0.00057
3	TB3	4.321	0.64	2.25	0.41	0.08	0.000015	0.00053
16	TM17	4.495	0.31	1.31	0.28	0.08	0.000010	0.00029
7	TB7	4.590	0.26	1.14	0.29	0.06	0.000007	0.00023
11	TM12	4.692	0.36	1.75	0.28	0.07	0.000011	0.00033
2	TB2	4.700	0.33	1.58	0.27	0.07	0.000009	0.00031
6	TB6	5.510	0.04	0.76	0.21	0.05	0.000004	0.00009
15	TM16	5.544	0.01	0.66	0.16	0.05	0.000004	0.00008
10	TM11	6.112	0.01	1.06	0.12	0.07	0.000005	0.00008
1	TB1	6.163	0.02	0.93	0.12	0.06	0.000005	0.00010

vzorke bol 23,3 a B_2O_3 2.06 %. Získaný koncentrát obsahoval 8 % B_2O_3, t. j. 93 % turmalínu. Po zomletí na zrnitosť pod 10 µm sa vo Výskumnom ústave plastov, a. s., v Nitre vyrobil polyetylénový kompozit s minerálnym plnivom – koncentrátom s obsahom turmalínu a jeho tieniace účinky sa testovali v Ústave klinickej a preventívnej medicíny v Bratislave.

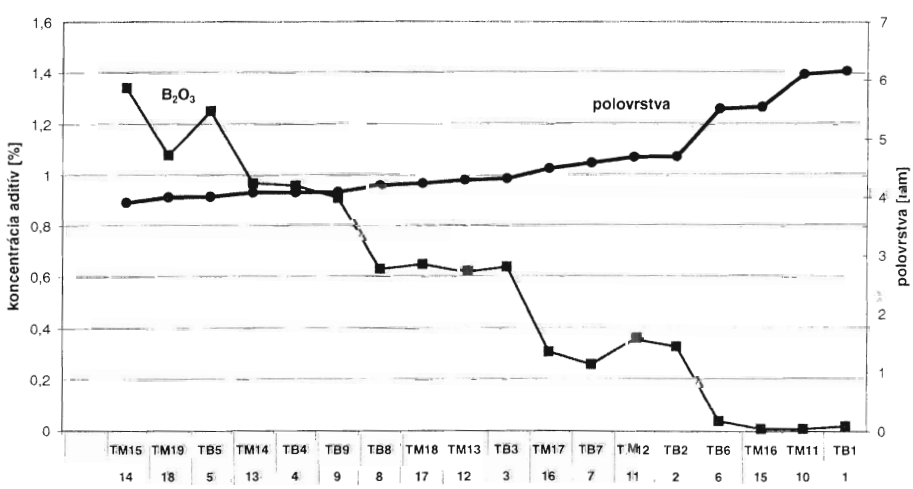
Diskusia

Tieniace schopnosti betónových zmesí sa sledovali v poli neutrónov aj žiarenia gama. Potvrdilo sa, že pri tienení žiarenia gama je rozhodujúci obsah zlúčenín s Fe a Ba, kým pri tienení toku tepelných neutrónov obsah B, Be, Li alebo K. Zastúpenie ostatných prímesí je zanedbateľné. Najväčšie zoslabenie žiarenia gama je pri betónových zmesiach, ktorých hlavnou zložkou je barit.

Na zachytávanie toku tepelných neutrónov majú zo zložiek obsiahnutých v testovanom materiáli zásadný vplyv zlúčeniny B (B_2O_3) a voda. Obsah B_2O_3 v zmesiach je pomerne nízky (od 0.01 do 1.34 %), lebo sa použila drvina v prírodnom stave.

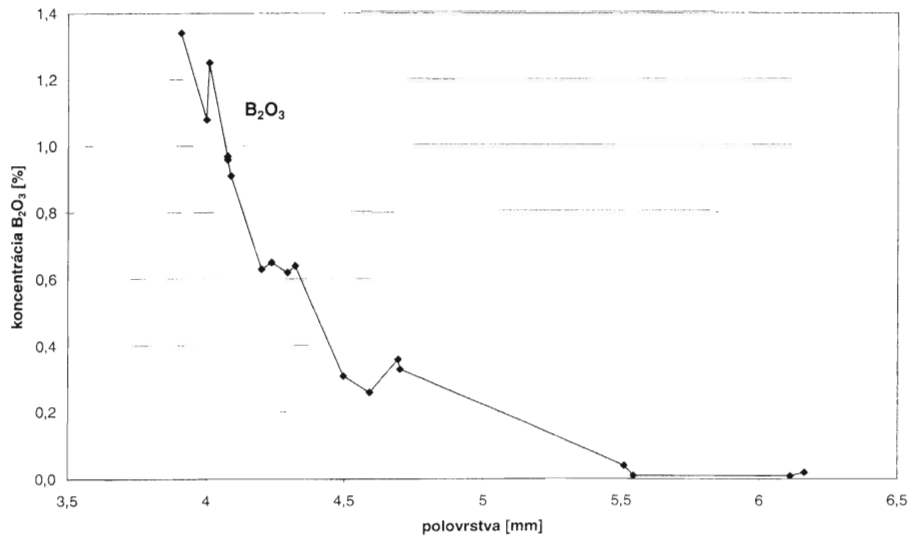
V tab. 1 sa uvádza vplyv jednotlivých aditív na polovrstvu (pri prechode materiálu cez ňu klesá intenzita žiarenia častíc na polovicu). Vplyv B_2O_3 v betónových zmesiach na polovrstvu, ako aj jej závislosť od koncentrácie B_2O_3 ilustruje obr. 2 a 3. Z tab. 1 a z obr. 2 a 3 vyplýva, že „rozumný" trend a zároveň aj vplyv na polovrstvu zoslabenia má B_2O_3, Li a Be.

Tieniace vlastnosti kompozitu s obsahom turmalínu sa porovnávali s tieniacimi vlastnosťami komerčne vyrábaného Neutrostopu, v ktorom je nositeľom B kyselina boritá. Turmalínový koncentrát s obsahom B_2O_3 8 % sa zomlel na veľkosť častíc d 50 pod 1.14 µm. Kompozit obsahoval



Obr. 2. Vplyv B_2O_3 v kockách na polovrstvu.

Fig. 2. Influence of B_2O_3 in hexahedrons on half-value layer



Obr. 3. Závislosť polovrstvy od koncentrácie B_2O_3.
Fig. 3. Relation of half-value layer on B_2O_3 concentration.

80 hmot. % turmalínového koncentrátu, ktorý sa pred zlučovaním povrchovo upravil. Vzorky sa v predmiešavacej zmesi zlučovali s polyetylénom Bralen SA 200–22. Skúšobné telesá sa kondicionovali v zmysle STN ISO 291. Výsledky merania potvrdili výborné tieniace schopnosti kompozitu PeTu v poli neutrónov i žiarenia gama. 3,5 až 4 cm hrubá vrstva Pe-turmalínu zoslabuje žiarenie gama rovnako ako 8 cm vrstva Neutrostopu. V porovnaní s neutrónom má Pe-turmalín o štvrtinu lepšie tieniace vlastnosti ako Neutrostop.

Záver

Výsledky testov potvrdili schopnosť turmalínu resp. B tlmiť neutrónové žiarenie a žiarenie gama. Pri betónových zmesiach by bolo vhodné meranie zopakovať na normovaných telesách a vo väčšom rozsahu, čo sa v rámci našej úlohy nedalo zrealizovať. Podobne aj pri kompozite by bolo treba vykonať merania na doskách požadovaných rozmerov. Na úspešné odskúšanie turmalínu do plastov aplikovaných v oblasti vysokoenergetického žiarenia je nevyhnutný cieľavedomý prieskum z hľadiska výberu činidiel na povrchovú úpravu turmalínu a prevádzkové overenie výroby kompozitu s turmalínom v a. s. Kopos Kolín, ako aj metrologická expertíza v Ústave jadrového výskumu v Řeži.

Literatúra

Kobulský, J., Kovaničová, Ľ., Gazdačko, Ľ., Bačová, N., & Repčiak, M., 2000: Turmalínovce, vyhľadávací prieskum, stav k 31. 12. 2000. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava, 97*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 396–398

Nové možnosti využívania slovenského magnezitu

ĽUBOMÍR TUČEK a JÁN DERCO

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, oddelenie aplikovanej technológie nerastných surovín, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika

(Doručené 23. 3. 2005)

New possibilities of the use of Slovak magnesite

Article briefly characterizes the magnesite, resp. magnesite rock, its admixtures as well as sums up deposits of this raw material in Slovakia. The chemical and mineral composition of selected samples from known deposits, evaluation of quality of Slovak magnesites from the viewpoint of traditional and possible new use are next stated in the article. Article at the end mentions about the harsh competition in implementation of the Slovak magnesite clinkers in European, resp. world markets. The preparation and production of sorbents, metal magnesium and its compounds for various industrial branches would be interesting and contributing after positive results of their economic, technological, ecological resp. further considerations.

Key words: magnesite, admixtures, dressing, rotation furnace, magnesite clinker, brucite, periclase, magnesium chloride, metal magnesium, sorbents, production and use of magnesite products

Úvod

Magnezit je hornina, ktorej hlavnou zložkou je minerál magnezit ($MgCO_3$) obsahujúci v chemicky ideálnom stave 47,82 % MgO a 52,18 CO_2. Za magnezit sa zvyčajne pokladá hornina s obsahom najmenej 40 % MgO a najviac 4 % CaO. Minerál magnezit sa v hornine vyskytuje v kryštalickej a kryptokryštalickej (celistvej) forme. Kryštalický magnezit (často hydrotermálny a hydrotermálne metasomatický) má spravidla menšie zrná ako 10 mm a celistvý (často sedimentárny) od 0,004 do približne 0,01 mm. Najčastejšou prímesou, ktorá má vplyv na kvalitu suroviny, je CaO, Fe_2O_3, MnO, Al_2O_3, SiO_2 a i., napr. organická (grafitická) prímes. Farba horniny (minerálu) sa v závislosti od prímesí pohybuje od bielej až po tmavosivú alebo až čiernu. Objemová hmotnosť horniny býva 2,96–3,12 kg.dm^{-3} (kryštalický magnezit) a 2,45–2,85 kg.dm^{-3} (amorfný, celistvý magnezit). Izomorfnou prímesou je $FeCO_3$, $MnCO_3$ a $CaCO_3$. SiO_2 sa často vyskytuje vo forme chalcedónu alebo opálu.

Ložiská kryštalického magnezitu v Západných Karpatoch patria medzi významné európske ložiská a najdôležitejšie sú vo vrchnom karbóne gemerika v pruhu Podrečany – Ochtiná a Margecany – Košice (Podrečany, Burda, Lubeník, Gemerská Poloma, Jelšava-Dúbravský masív a Košice-Bankov). Vo veporiku (súčasť kohútskej zóny) sa magnezit v ložiskách vyskytuje spolu s mastencom a okrem mastenca v intergranulárach vystupuje aj chlorit a kremeň. Ložiská sú v okolí Hnúšte v metamorfovanej sérii svorov, rúl, amfibolitov a chloriticko-sericitických bridlíc (Kokava, Sinec, Samo, Mútnik a Polom). Najväčším ložiskom – s magnezitom a mastencom – je Mútnik. V súčasnosti sa ťažia tri ložiská: Jelšava-Dúbravský masív, Lubeník a Hnúšťa-Mútnik (Baláž, 2004).

Kvalita slovenského magnezitu a jeho využívanie

Vyťažený magnezit obsahuje aj balastné zložky, a preto sa musí upravovať. Koncentrát sa upravuje na kaustický magnezit (800–950 °C), magnezitový slinok (1400–1800 °C) alebo tavený magnezit (≥ 2800 °C). Zo slovenského magnezitu sa vyrába hlavne magnezitový slinok a žiaruvzdorné bázické stavivá. Domáca ťažba pokrýva spotrebu suroviny v plnom rozsahu, ale prevažná časť produkcie (80 %) sa exportuje (Baláž, 2004).

Aby sa magnezit mohol tepelne spracúvať v rotačných peciach na magnezitový slinok, musí hornina obsahovať najmenej 42 % MgO, nie viac ako 2,5 % CaO a najviac 1,75 % SiO_2. Hornina (rúbanina) obsahujúca 38–42 % MgO, 2,5–6,5 % CaO a 1,75–5 % SiO_2 sa musí najprv upraviť.

Kvalitný magnezit svetových ložísk (Čína, Grécko, Španielsko, Rakúsko, Nemecko) (resp. magnezitové koncentráty) má po výpale obsah základnej žiaruvzdornej zložky vyše 92 % (zvyčajne 92–99,5 %), čiže obsah MgO v ňom (alebo v jeho koncentráte) je aspoň 45 %.

Nedostatkom slovenského magnezitu je pomerne vysoký obsah izomorfne viazaného Fe (tab. 1) vo forme

Tab. 1
Chemické a minerálne zloženie vzoriek magnezitu zo známych slovenských ložísk
Chemical and mineral composition of magnesite samples from known Slovak deposits

Vzorka	Lokalita		
	Lubeník	Jelšava	Košice-Bankov
	Chemické zloženie (%)		
SiO_2	0.43	0.55	1.43
Al_2O_3	0.24	0.24	0.43
TiO_2	0.001	0.017	<0.001
Fe_2O_3	3.09	3.59	3.49
MnO	0.197	0.213	0.221
CaO	0.68	0.52	2.80
MgO	44.39	44.14	41.72
Na_2O	<0.01	<0.01	<0.01
K_2O	0.04	0.04	<0.01
P_2O_5	0.04	0.03	<0.01
S_{celk}	0.05	<0.01	0.04
SO_3	0.07	<0.01	–
str. žíh. (H_2O^-)	50.40 (0.10)	50.20 (0.12)	49.69 (0.17)
	Minerálne zloženie (%)		
Magnezit	97	98	92.5
Kalcit	0.5	0.5	3.0
Dolomit	1.5	0.7	2.0
Nečistoty a silikáty	<1	<1	2.5
$MgCO_3$ výpočtom	92.78	92.25	87.19
$FeCO_3$ výpočtom	4.48	5.20	5.06
$CaCO_3$ výpočtom	1.21	0.93	5.0
$MnCO_3$ výpočtom	0.32	0.34	0.36
Σ SiO_2, Al_2O_3	0.67	0.79	1.86
Farba	svetlosivá až sivobiela	svetlosivá	svetlosivá až bielokrém.
Belosť (%)	77	65	75
Objemová hmotnosť ($kg.dm^{-3}$)	3.02	3.01	3.02
Merná hmotnosť ($kg.dm^{-3}$)	3.1	3.1	3.1

Fe_2O_3 (3,05–3,5 %). Izomorfne viazané Fe možno odstrániť (alebo znížiť jeho obsah) iba chemickým spracovaním suroviny.

Technický názov feromagnezitu (resp. magnezitu s vyšším obsahom izomorfne viazaného Fe vo forme $FeCO_3$) je breunnerit. Spoločnosť SMZ, a. s., Jelšava a SLOVMAG, a. s., Lubeník vyrábajú tzv. železitý magnezitový slinok breuneritického typu. Zo slinku sa vyrába rad magnezitových, magnezitovo-chrómových, magnezitovo-uhlíkatých stavív a opravárskych hmôt. Približne 70 % výrobkov magnezitového priemyslu je určených pre oceliarsky a okolo 15 % pre cementársky priemysel a ďalších 15 % pre farebnú metalurgiu, priemysel ferozliatin a vápna, sklársky priemysel a na výplň akumulačných pecí. Všetky výrobky slúžia ako výmurovka a výplň pecí.

Nové možnosti využívania slovenského magnezitu

Sorbenty na ekologické a poľnohospodárske účely

Pri príprave sorbentov nie je prítomnosť izomorfne viazaného Fe v magnezite prekážkou a v niektorých prípadoch môže byť aj výhodou. Keď sa surový magnezit vypáli na 700 až 1000 °C (v niektorých prípadoch 800–950 °C), po úniku CO_2 vznikne tzv. kaustický vypálený magnezit (alebo kaustická magnézia), ktorý je schopný sorbovať vodu, kvapaliny, ťažké kovy a niektoré ďalšie ióny z ich vodného prostredia, a tak sa môže používať pri príprave sorbentov na úpravu vody (samostatných alebo kompozitných), na imobilizáciu niektorých iónov v ekológii alebo v poľnohospodárstve.

Zlúčeniny horčíka

Slovenský magnezit sa môže využívať aj pri kombinovanej maloodpadovej až bezodpadovej výrobe $Mg(OH)_2$ a MgO, ktorá sa skladá z rozpúšťania kvalitného magnezitu v kyseline chlórovodíkovej pri vzniku $MgCl_2$. Ten sa potom v niekoľkých stupňoch prečistí (zbaví sa Fe a Ca), vysuší a dehydratuje. Vznikajúci Cl sa recykluje, zlučuje s H na HCl a tá sa vracia do procesu. Jediným problémovým uzlom procesu je odstraňovanie Fe a ďalšej nečistoty z roztoku $MgCl_2$ po rozpúšťaní magnezitu v HCl, pričom v medzistupňoch možno vyrábať $Mg(OH)_2$ a MgO s využitím dolomitického vápna. Pri neprečistenom alebo nedokonale vyčistenom $MgCl_2$ má brucit škoricovohnedú farbu, ktorú spôsobuje znečistenie oxidom Fe.

Hlavné výrobky z čistého magnezitu a ich využívanie po mechanickej, chemickej alebo chemickotermickej úprave

$Mg(OH)_2$ – brucit, MgO – periklas: prídavok do krmiva pre dobytok, výroba papiera a buničiny, umelé hnojivá, Sorelov cement, brúsne kotúče, brzdové obloženie, čistenie vody – spracovanie kalu, chemická aplikácia, rafinácia cukru, výroba gumy, plastov, skla a emailu (smaltu), metalurgická aplikácia

$MgCl_2$: Sorelov cement, vrtné účely, brúsne kotúče, chemická aplikácia, stmeľovanie prachu

$MgCO_3$: keramický priemysel, umelé hnojivo, chemický a metalurgický priemysel

Príprava a výroba kovového horčíka

Kovový Mg je veľmi dôležitý pri príprave ľahkých zliatin v automobilovom a leteckom priemysle a jeho výroba vo vyspelých ekonomikách stúpa. Získava sa elektrolýzou roztaveného $MgCl_2$ a Mg sa v inertnom prostredí odlieva do ingotov. Môže sa vyrábať aj silikotermickým procesom, pri ktorom sa používajú zmesi kalcinovaného magnezitu (MgO + nečistota) alebo dolomitu ($CaO \cdot MgO$) s ferosilíciom (FeSi). Mg vzniká pri 115 °C a odvádza sa vo forme pary, ktorá kondenzuje v ochrannej atmosfére alebo vo vysokom vákuu v kryštalizátore. Energetická náročnosť pri tomto postupe je vysoká,

a preto vyžaduje dôkladnú ekonomickú kalkuláciu procesu a návratnosti investičných prostriedkov.

Záver

Pre pomerne vysoký obsah Fe_2O_3 (8–9, kvalitnejší 4–6 %) sa slovenský magnezitový slinok na svetovom trhu zaraďuje do kvalitatívne najnižšej triedy železitého magnezitu, Fe za prítomnosti CaO, ktorý sa v slovenskom magnezite vyskytuje, výrazne znižuje žiaruvzdornosť slinku a z neho vyrábaných stavív.

Konvertory, elektrické oblúkové, ako aj nové cementárske pece na výmurovku vyžadujú materiály na báze nízkoželezitého slinku, ako je napr. periklas – spinelitické stavivá, a preto výrobky SZM, a. s., Jelšava a Slovmag, a. s., Lubeník (s obsahom MgO 87,5–89 %) musia na európskom a svetovom trhu vzdorovať tvrdej konkurencii výrobkov s obsahom 91–99 % MgO.

Slovenské magnezitové výrobky sa do roku 1989 exportovali do východoeurópskych krajín, najmä do ZSSR. V súčasnosti jednoznačne víťazí trend zvyšovať kvalitu vyrábaných produktov. Magnatech, a. s., Hačava v malom množstve (15 000–20 000 t ročne) vyrábala veľmi kvalitný slinok s obsahom 99,5 % MgO a 0,12 % Fe_2O_3, a to na báze chemicky spracúvaného magnezitového úletu (nitrátový postup). Pri tomto postupe sa popri hlavných produktoch, ktorými sú $Mg(OH)_2$ a MgO, ako vedľajší získava dusíkaté hnojivo, čo sa ukazovalo ako ekonomicky výhodné, ale spoločnosť sa dostala do konkurzu a výroba sa zastavila.

Z uvedeného vyplýva, že popri tradičnom využívaní produktov zo slovenského magnezitu sú aj nové možnosti, a to v príprave a výrobe Mg, horečnatých zlúčenín (brucitu, periklasu a chloridu horečnatého) a sorbentov na ekologické alebo poľnohospodárske účely, prirodzene, po zvážení všetkých ekonomických, legislatívnych a iných hľadísk súvisiacich s ťažbou, technológiou, úpravou a spracúvaním magnezitovej suroviny a po zohľadnení vplyvu na životné prostredie.

Literatúra

Baláž, P., 2004: Nerastné suroviny Slovenskej republiky. *Ročenka ŠGÚDŠ Bratislava.*

Zuberec, J. et al., 2003: Komplexné zhodnotenie nerastných surovín SR. Záverečná správa. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 399–401

Mastenec a mastencové horniny – možnosti komplexného využívania

JÁN DERCO a ĽUBOMÍR TUČEK

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, oddelenie aplikovanej technológie nerastných surovín, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika

(Doručené 23. 3. 2005)

Talc and talcose rock: Possibilities of complex use

The article briefly introduces the talc, its deposits (occurrences) in Slovakia and industrial use of high-quality raw material. The petrographic-mineralogical and chemical characterization of talc (talcose rocks) summarizes the main, subsidiary and accessoric minerals present in talc deposits of Veporicum as well as the beneficial and accompanying (barren) mineral components with their chemical (mineral) composition. The technological and qualitative characterization of the flotation talcose rocks, resp. by-products briefly describes their parameters obtained by dressing, elaboration of "high-quality" and "lower-quality" talcose, resp. burren rock with possible use of their products. At the end of contribution there are indicated the traditional and new possibilities of complex use of talc and talcose rocks, resp. products of their technological processing and dressing.

Key words: Gemericum, Veporicum, talc, magnesite, chlorite, dressing, flotation, concentrate, complex use

Úvod

Mastenec je mäkký, bez prímesí biely šupinkovitý silikát Mg $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$. Zvyčajne obsahuje rozličné prímesi, čo vplýva na jeho farbu, a najmä kvalitu. Tú znižujú všetky minerálne prímesi obsahujúce Fe^{3+}, pyrit a oxidy Mn.

Na Slovensku sa ložiská mastenca viažu na horečnaté karbonáty gemerika a veporika. Najvýznamnejšie ložisko v gemeriku, ktoré sa veľkosťou vyrovná najväčším svetovým ložiskám, je Gemerská Poloma s overenou zásobou 1,4 milióna t suroviny a jeho ďalšia zásoba sa odhaduje na 28 miliónov t (Killík, 1997). Výskyty mastenca sú známe v magnezitovom karbóne gemerika (vyťažené ložisko Kohútik) blízko násunovej lubenícko-margecianskej tektonickej línie (Slavoška pri Plešivci), ako aj v spodnom triase gemerika (Sirk a Banská dolina pri Ochtinej). Významným ložiskom vo veporiku je Hnúšťa-Mútnik, v súčasnosti jediné ťažené ložisko mastenca na Slovensku. Lokalita Kokava nad Rimavicou má tri ložiská tejto suroviny. Najznámejšie z nich je v lokalite Sinec (Baláž, 2004).

Koncom 20. stor. bol európsky trh zaplavený lacným čínskym mastencom, ale v súčasnosti je po ňom veľký dopyt, hlavne po akostnom, ktorý využíva farmaceutický, kozmetický a chemický priemysel. Preto sú predpoklady zvýšiť export kvalitného mastenca najmä z Gemerskej Polomy, ktorá má navyše strategickú polohu v strede Európy.

Keďže sa v posledných rokoch kladie dôraz na racionálne, efektívne a ekonomické využívanie nerastných surovín, je nevyhnutné chápať ťažbu, úpravu a technologické spracúvanie aj mastencovej suroviny komplexne a mať na zreteli, že nesmie mať negatívny vplyv na životné prostredie.

Petrograficko-mineralogická a chemická charakteristika mastencových hornín

Prieskumom a mineralogickotechnologickým výskumom mastenca a mastencových hornín v oblasti Hnúšťa-Mútnik a Kokava-Sinec sa okrem iných zaoberal aj Derco a Vlasak (1984) a Derco (1986).

Na základe poznatkov z mastencových ložísk vo veporiku sa z hornín vyčlenil steatitizovaný magnezit, krupník, mastencová bridlica, chloriticko-mastencová bridlica a muskoviticko-chloritický fylit. To prezrádza jednostranný proces steatitizácie, no často býva aj obojstranný (Derco, 1986). Okolie ložiskovej plochy tvorí kvarcitický fylit až kvarcit.

V ložiskovej polohe sa z minerálov zistil mastenec, magnezit, chlorit, muskovit, kremeň a dolomit, z akcesorických amfibol, pyrit, rutil, apatit a epidot zoisit (Derco, 1986) a z ďalších akcesorických zaujímavých zlato a scheelit. Úžitkovým minerálom je mastenec a magnezit a hlavnou škodlivinou chlorit a pyrit.

Chemické zloženie minerálov mastenca, magnezitu a chloritu je v tab. 1. Vyplýva z nej, že minerál mastenec má veľmi nízky obsah Al_2O_3 (0,11 %) a $Fe_2O_{3\ celk.}$ (0,33 %), magnezit nízky obsah $Fe_2O_{3\ celk.}$ (0,97 %) a že hlavným nositeľom škodlivín je chlorit (Al_2O_3 22,39 %; $Fe_2O_{3\ celk.}$ 10,81 %).

Tab. 1
Chemické zloženie hlavných minerálov stanovené chemickou analýzou a elektrónovou mikroanalýzou
Chemical composition of the main minerals determined by chemical analysis and electron microanalysis

Chemická zložka	Chemické zloženie minerálov (hmot. %)			
	mastenec[1]	mastenec[2]	magnezit[1]	chlorit[1]
SiO_2	62,91	62,76	–	27,53
TiO_2	0,02	0,02	–	–
Al_2O_3	0,51	0,11	–	22,39
$Fe_2O_{3\ celk}$	0,42	0,33	0,97	10,81
FeO	–	–	0,55	–
CaO	–	0,02	–	–
MgO	30,93	30,95	47,12	27,00
MnO	–	0,01	0,08	0,04
Na_2O	–	–	–	–
K_2O	–	0,04	–	–
str. ž.	5,03	5,75	51,27	11,92

Poznámka: 1 – chemická analýza, 2 – elektrónová mikroanalýza
Remark: 1 – chemical analysis, 2 – electron microanalysis

Technologická a akostná charakteristika mastencovej suroviny a produktov jej úpravy

Pri ťažených ložiskách vo veporickom pásme Hnúšťa-Mútnik a Kokava-Sinec sa laboratórnotechnologickým výskumom riešili otázky bezodpadovej úpravy horniny s vysokým resp. nízkym obsahom úžitkovej zložky – mastenca a magnezitu – alebo horniny obsahujúcej sprievodné jalové minerály – chlorit a sericit – na kvalitné mastencové alebo vedľajšie magnezitové a šupinaté produkty.

Tab. 2
Chemické a minerálne zloženie „kvalitnej" mastencovej horniny a niektoré základné technologické parametre produktu flotačnej úpravy
Chemical and mineral composition of "high-quality" talcose rock and some principal technological parameters of flotation products

Chemická zložka	Chemické zloženie (hmot. %)
SiO_2	56,20
TiO_2	0,008
Al_2O_3	0,26
$Fe_2O_{3\ celk}$	1,33
CaO	0,13
MgO	32,29
MnO	0,033
Na_2O	0,02
K_2O	0,06
str. ž.	9,52
P_2O_5	0,02
nerozp. zvyšok	84,31
Cu (v ppm)	10
Minerálna zložka	**Zastúpenie minerálov (v hmot. %)**
mastenec	88
magnezit	10
kremeň	< 1
chlorit	0,7
dolomit	0,3
Koncentrát mastenca pripravený flotáciou	
Obsah mastenca (%)	96
Obsah Fe_2O_3 (%)	1,19
Belosť (%)	88,8
Hmotnostný výnos koncentrátu (%)	65,87
Kvalita	Gemertalc A

Na ložiskovej polohe sa podstatnou mierou zúčastňuje steatitizovaný magnezit často až s 50 % obsahom mastenca. Mastenec je nepatrne znečistený chloritom. Tento typ horniny nespĺňa kritériá na mastencový ani na magnezitový produkt, a preto treba surovinu upravovať flotáciou. Výsledky uvádza tab. 2.

Zo vstupnej vzorky s obsahom mastenca 88 %, magnezitu 10 % a chloritu 0,7 % sa po flotácii získal koncentrát s hmotnostným výnosom 65,87 % obsahujúci 96 % mastenca, 1,19 % Fe_2O_3, strata žíhaním bola 6,05 % a belosť produktu vysoká – 88,8 %. Flotačný koncentrát kvalitou spĺňa požiadavky prvej akostnej triedy podľa STN normy Gemertalc A (tá stanovuje najmenej 95 % mastenca, najviac 1,6 % Fe_2O_3 a belosť najmenej 80 %).

Pri ťažbe a úprave na ložisku Mútnik vzniká frakcia (pod 8 mm) predstavujúca odpad, ale obsahujúca ešte isté množstvo úžitkového minerálu – mastenca a značné množstvo škodlivej zložky – chloritu (tab. 3). Úprava tejto horniny na koncentračnom splave a hydrocyklóne je málo účinná, no flotáciou možno získať mastencový koncentrát obsahujúci 87,9 % mastenca a 1,86 % Fe_2O_3 s hmotnostným výnosom 13,98 % a s výťažnosťou 50,8 %, pričom obsah magnezitu v celkovom produkte rastie. Tento produkt zodpovedá triede III akostnej skupiny Gemertalc C (najmenej 80 % mastenca a najviac 2,0 % Fe_2O_3), ale vzhľadom na hmotnostný výnos a výťažnosť je úprava ekonomicky neefektívna. Odpadový produkt

Tab. 3
Chemické a minerálne zloženie „nekvalitnej" horniny a jej flotačného koncentrátu
Chemical and mineral composition of "lower-quality" rock and its flotation concentrate

Chemická zložka	Chemické zloženie (hmot. %)	
	Hornina (podanie)	Flotačný koncentrát
SiO_2	21,71	56,52
Al_2O_3	4,93	1,01
Fe_2O_3	3,11	1,86
CaO	1,72	0,44
MgO	37,12	32,22
Na_2O	–	–
K_2O	0,28	0,02
str. ž.	30,73	7,49
Minerál	**Minerálne zloženie (hmot. %)**	
magnezit	48,00	7,35
mastenec	24,19	87,90
chlorit	19,56	4,51
dolomit	5,66	?
biotit (?)	3,08	?
hmotnostný výnos (%)	100,00	13,98
výťažnosť (%)	–	50,80
kvalita	–	Gemertalc C

z ťažby sa dá úspešne zužitkovať pri výrobe „brizolitu" – zmesi na dvojvrstvovú zošľachtenú škrabanú fasádnu omietku.

Steatitizovaný až slabo steatitizovaný sericiticko-chloritický a chloriticko-sericitický fylit tvoria okrajovú časť ložiskovej polohy a z hľadiska prípravy mastencových produktov prakticky nemajú význam (tab. 4). Hornina sa vyznačuje vysokým obsahom chloritu, kremeňa alebo muskovitu, ako aj šupinatou stavbou a to ju predurčuje na výrobu „šupinatého technického mastenca". Pre vhodný tvarový index vyskytujúcich sa zŕn sa môže používať ako posypový materiál istej zrnitosti pri výrobe strešnej lepenky. Šupiny sa navyše vyznačujú veľmi dobrou priľnavosťou na povrch lepenky.

Tab. 4
Chemické a minerálne zloženie horniny tvoriacej okrajové časti ložiskovej polohy
Chemical and mineral composition of rock, forming the marginal parts of the deposits

Chemická zložka	Chemické zloženie (hmot. %) steatitizovaný chloritický fylit	steatitizovaný sericiticko-chloritický fylit	sericiticko-chloritický fylit
SiO_2	53.14	62.97	67.02
TiO_2	0.47	0.49	0.57
Al_2O_3	9.82	10.49	14.21
Fe_2O_3	2.61	2.89	3.60
CaO	1.48	1.84	0.30
MgO	22.67	12.17	6.73
Na_2O	0.03	0.60	0.19
K_2O	0.19	0.66	2.38
str. ž.	9.35	7.45	4.61
Minerál	**Minerálne zloženie (hmot. %)**		
kremeň	19.6	49.0	49.5
chlorit	40.9	36.7	26.7
sericit	1.9	6.6	23.8
mastenec	37.6	7.7	–

Záver

Ťažba resp. úprava mastenca a mastencových hornín v podmienkach nového ekonomického hodnotenia nerastných surovín a ich vplyvu na životné prostredie dáva predpoklady na zužitkovanie nielen „kvalitnej", ale aj „menej kvalitnej" mastencovej horniny ako suroviny na prípravu a využívanie vedľajších produktov s obsahom sprievodných minerálnych zložiek (magnezitu, chloritu a sericitu).

Pri metodicky správne vedenej technickej mineralógii a petrografii, vhodnej technológii úpravy mastencových hornín a zabezpečení dodávateľsko-odberateľských vzťahov možno mastenec alebo mastencové horniny rozličnej vstupnej kvality komplexne využiť.

Nové možnosti exploatácie mastenca sú výsledkom zlepšených postupov flotácie a špičkovej mlecej techniky (perličkové mlyny). Flotačné koncentráty s vysokou belosťou pomleté v perličkových vibračných mlynoch Alpine-Hosakawa až v 50 % na jemnosť pod 0,5 µm a v 100 % pod 3 µm s belosťou nad 90 % možno používať ako vysoko kvalitné plnivo do plastov. Používanie do polyetylénu prakticky nemá alternatívu, pretože mikromletý vápenec sa na tieto druhy plastov veľmi nehodí. Mastenec je výborným ekologickým plnivom aj do ďalších plastických hmôt, ako je PVC, PP, epoxy, fenolformaldehydy a iné plasty, guma, papier, farba a keramika. Pri kozmetických prípravkoch a liečivách treba radšej uprednostňovať vyberané, veľmi kvalitné druhy mastenca bez použitia flotácie, aby neobsahovali ani nepatrné množstvo použitých flotačných reagencií.

Vyťažená „menej kvalitná" hornina sa po nenáročnej úprave drvením a triedením dá využívať v stavebnom priemysle na výrobu fasádnej omietky (brizolitu) i ako posypový šupinatý materiál na výrobu strešnej lepenky. Tým spĺňa aj podmienky na takmer bezodpadovú technológiu a eliminuje ukladanie nevyužitej rúbaniny na haldy, a preto negatívne neovplyvňuje životné prostredie.

Literatúra

Baláž, P. et al., 2004: Nerastné suroviny Slovenskej republiky. *Ročenka ŠGÚDŠ Bratislava.*

Derco, J. & Vlasak, M., 1984: Šupinatý mastenec z oblasti Kokavy nad Rimavicou a metodika jeho hodnotenia. *Mineralia Slov., 2, 139–156.*

Derco, J., 1986: Mastence a mastencové horniny z ložiska Sinec a možnosti ich využitia. *Mineralia Slovaca, 1, 51–63.*

Killík, J., 1997: Geologická charakteristika mastencového ložiska Gemerská Poloma. *Acta Montan. Slov., 2, 1, 71–80.*

Zuberec, J. et al., 2003: Komplexné zhodnotenie NS SR. Záverečná správa. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 402–405

Výskum efektívnej pórovitosti a jej vplyvu na technologické vlastnosti vulkanických hornín

JANA VAVROVÁ a ANDREJ JANEGA

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Kynceľovská 10, 974 01 Banská Bystrica, Slovenská republika; vavrova@gssrbb.sk, janega@gssrbb.sk

(Doručené 19. 5. 2005)

Investigation of effective porosity and its influence on technological properties of volcanic rocks

The article presents the investigation results of porosity by optical porosimetry in volcanic rocks (andesites and rhyolites) in Slovakia. Andesites and rhyolites in Slovakia are used in building industry. Standard tests of quality of natural construction materials determine physical, mechanical and technological properties according to which we can determine the applicability of the natural construction materials. Porosity is an important property for these materials and has the most significant influence on properties such as adsorption, absorption, strength etc. We have studied character of pore net, amount of pores, the percentage representation of effective porosity and their influence on absorption.

Key words: optical porosity, pores, absorption, volcanic rocks, image analysis

Úvod

Technologické vlastnosti prírodných materiálov (napr. nasiakavosť, trvanlivosť a pod.) priamo určujú možnosti ich využívania v stavebníctve, veľmi úzko súvisia s ich efektívnou pórovitosťou a charakteristikami pórovej siete, a preto je výskum efektívnej pórovitosti dôležitou zložkou komplexného výskumu stavebných materiálov a na tento cieľ využíva tradičné aj moderné metódy. Optická porozimetria ponúka vizualizáciu elementov pórovej siete v ich prirodzenej pozícii a umožňuje hodnotiť ich parametre obrazovou analýzou (Mato a Janega, 2004). Táto metóda sa použila aj pri výskume vulkanických hornín slúžiacich ako stavebný materiál.

Pórovitosť odráža fyzikálny stav horniny a definuje sa ako pomer objemu pórov k jej celkovému objemu. Veľkosť pórov a ich proporcionálne rozloženie majú priamy vplyv na vlastnosti hornín, ako je adsorpcia, nasiakavosť, trvanlivosť, odolnosť voči striedavému zmrazovaniu a rozmrazovaniu, vysúšaniu a nasycovaniu, chemická stabilita a pod. Medzi ďalšie mechanizmy ovplyvňujúce tieto vlastnosti a trvanlivosť hornín patrí kapilárny a osmotický tlak, zmena vlhkosti prostredia, prítomnosť vody v póroch, charakter horniny a pod., a preto horniny s rovnakou efektívnou pórovitosťou, ale s odlišnou pórovou štruktúrou nereagujú na faktory zvetrávania rovnako.

Vulkanické horniny sa vyznačujú rôznorodou pórovitosťou a vyžadujú jej podrobné štúdium. V súčasnosti sa využívajú v stavebnej praxi, a preto je ich detailné štúdium dôležité z hľadiska trvanlivosti a odolnosti voči degradačným procesom, ako aj predikcie životnosti stavebných diel.

Metodika

Efektívna pórovitosť sa skúmala optickou porozimetriou na vzorkách andezitu (Vígľaš čerstvý a alterovaný, Krnišov-Tepličky, Kamenec pod Vtáčnikom, Badín, Dobrá Niva-Tri kamene, Vechec, Juskova Voľa a Maglovec) a ryolitu (Nová Baňa-Háj). Vzorky hornín sa impregnovali silne zafarbenou nízkoviskóznou živicou Araldit v podmienkach nízkeho až stredného vákua pri teplote 60 °C. Polymerizácia prebiehala sedem dní v tlakovej komore pri tlaku 1,5 MPa a teplote 60 °C. Z impregnátov sa štandardným spôsobom zhotovili mikroskopické výbrusy, ktoré sa skúmali vizuálne, ako aj obrazovou analýzou pomocou programu Geoanal 2.0.

Nasiakavosť sa vyjadruje percentuálnym pomerom hmotnosti vody pohltenej za predpísaných podmienok skúšobnou vzorkou k hmotnosti skúšanej vzorky. Nasiakavosť kameniva sa stanovila z návažku 500 g a frakcie 12,5–16 mm za 48 hodín podľa pôvodnej STN 72 1174. Celý postup a prípravu uvádza Vavrová et al. (2002).

Pri interpretácii výsledkov analýzy a porovnávaní výstupov optickej porozimetrie s vlastnosťami nameranými klasickými laboratórnymi metódami sa použila veľkostná klasifikácia (tab. 1), ktorá triedi pórové priestory podľa pohybu kvapalín (Klinkenberg in Hanzel, 1998). Používa sa hlavne v hydrogeológii a stavebníctve.

Tab. 1
Veľkostná klasifikácia pórov
Pore-size classification

Kategória	priemer pórov [mm]	šírka puklín [mm]	režim
subkapilárne	< 0.0002	< 0.0001	adsorpčný
kapilárne	0.0002–0.5	0.0001–0.25	kapilárny
superkapilárne	> 0.5	> 0.25	gravitačný

Výsledky

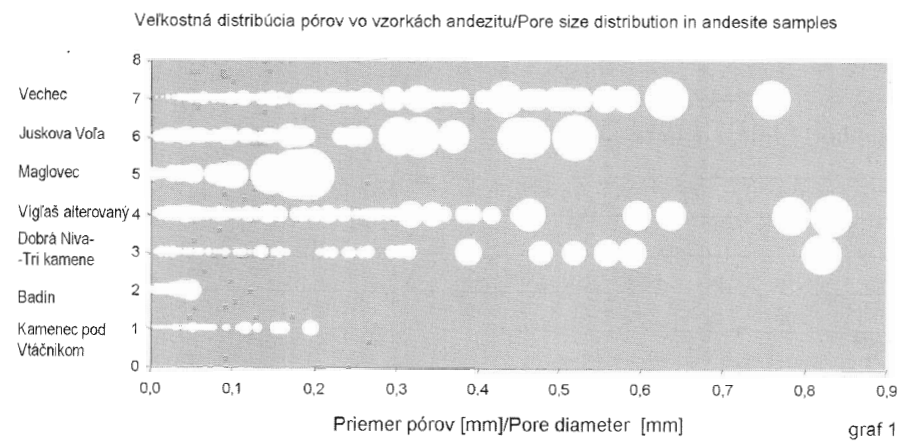
Súčasťou výskumu optickej pórovitosti je objektívna (digitálna) a subjektívna (vizuálna) analýza (Mato a Janega, 2004). Výsledky objektívnej analýzy sme korelovali s nasiakavosťou kameniva po 48 hodinách, lebo tieto vlastnosti sú úzko späté.

Objektívna (digitálna) analýza optickej pórovitosti

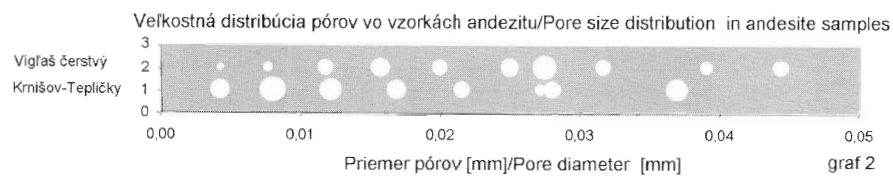
Objektívna analýza je súbor meraní skúmanej fázy (pórov) na upravených (binarizovaných) snímkach získaných z mikroskopického výbrusu pomocou CCD kamery a petrografického mikroskopu. Póry sú v tomto prípade zastúpené tzv. porelami, t. j. prierezmi pórov v rovine mikroskopického výbrusu (Ehrlich et al., 1991). Najdôležitejšie parametre zistené digitálnou analýzou obrazových dát uvádza tab. 2.

Pri poznávaní pórovej štruktúry je dôležitá veľkosť pórov a ich zastúpenie vo vzorke. Graf 1 zobrazuje podiel veľkostných tried na optickej pórovitosti (ďalej OP) vo vzorkách andezitu, pričom kruhové oblasti ležiace na línii okrem relatívneho rozloženia OP v každej vzorke vyjadrujú aj veľkosť OP vo vzťahu k ostatným vzorkám. Z grafu 1 vyplýva, že so zväčšovaním pórov rastie aj ich význam pre celkovú OP. Takýto trend je najvýraznejší pri vzorke z Maglovca a Badína, kým so zväčšovaním pórov význam klesá iba vo vzorke z Krnišova-Tepličky. Pomerne vyrovnaný trend čiže porovnateľný význam všetkých veľkostných tried je hlavne pri vzorke Vechec tmavý a Vígľaš alterovaný, ktoré sa veľkostnou distribúciou najviac približujú vzorke ryolitu (graf 3), kde je viditeľná pomerne dobrá kontinuita veľkostných tried vo väčšej časti analyzovaného spektra (priemer pórov do 0,5 mm). To sa logicky prejavuje aj vo veľmi dobrej štruktúrnej homogenite pórovej siete, ktorá je podstatne lepšia ako pri ostatných analyzovaných vzorkách (tab. 2).

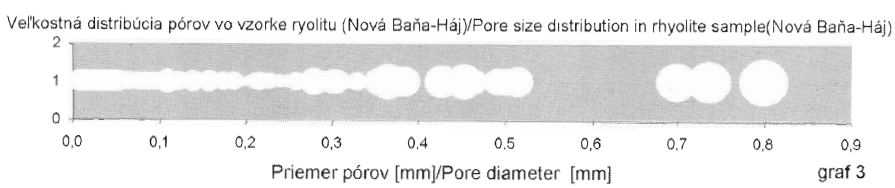
Skúmané parametre a vlastnosti uvedené v tab. 2 vykazujú pomerne dobré vzájomné korelácie. S rastúcou optickou pórovitosťou vo vzorkách sa výrazne zlepšuje *štruktúrna homogenita pórovej siete*, čo je výsledok



graf 1



graf 2



graf 3

Tab. 2
Základné parametre zo súboru meraní digitálnou analýzou
Principal parameters from the file of measurements by digital analysis

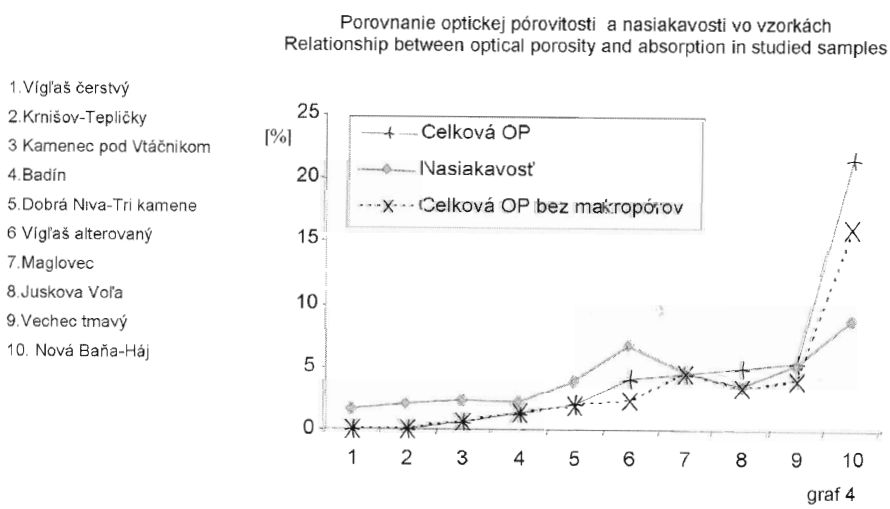
Vzorka	Celková OP [%]	Celková OP bez makropórov [%]	Štruktúrna homogenita pórovej siete	Variabilita pórovitosti vo vzorke	Prepojenosť pórovej siete [%]	Nasiakavosť [%]
Vígľaš čerstvý	0.03	0.0276	2.44	0.067	27.87	2
Krnišov-Tepličky	0.03	0.034	2.47	0.085	32.86	1.62
Kamenec pod Vtáčnikom	0.57	0.574	2.25	1.293	68.46	2.24
Badín	1.3	1.300	2.09	2.692	66.05	2.11
Dobrá Niva-Tri kamene	2.05	2.047	1.84	3.771	70.98	3.84
Vígľaš alterovaný	4.04	4.041	1.02	4.110	70.68	6.61
Maglovec	4.47	4.470	1.97	8.701	77.53	4.51
Juskova Voľa	4.78	3.594	1.25	5.983	74.67	3.35
Vechec tmavý	5.21	3.068	0.82	4.282	60.29	5.18
Nová Baňa-Háj	21.48	15.86	0.426	9.057	74.24	8.63

rovnomernejšieho rozloženia pórovitosti v priestore a reprezentatívnejšieho zastúpenia vo vzorkách s vyššou OP. Ďalším zisteným javom je zlepšenie *prepojenosti pórovej siete* čiže rast celkovej efektívnosti pórovej siete s rastúcou OP. Je to výsledok pribúdania veľkostných tried zahŕňajúcich viac pórových typov s rozličným stupňom efektívnosti. Pri prirodzenej distribúcii pórovitosti spravidla platí, že malé póry majú kompaktnejší (uzavretejší) tvar, kým väčšie sú komplexnejšie a na základe svojej geometrie majú väčší potenciál na komunikáciu s okolitými pórmi (Ehrlich et al., 1991). Podobným prípadom je aj *variabilita pórovej siete*, ktorá rastie ako výsledok pestrejšej škály veľkostných tried vo vzorkách s vyššou OP.

Subjektívna (vizuálna) analýza optickej pórovitosti

Subjektívna analýza je založená na vizuálnom pozorovaní výbrusu v petrografickom mikroskope a výstupom z nej sú informácie o genéze a pozícii jednotlivých typov pórovitosti, o priestorových vzťahoch pórov k ostatným komponentom a o prípadných procesoch vedúcich k vzniku či zániku pórovitosti.

Pre vzorky andezitu je charakteristická *sekundárna intragranulárna pórovitosť* v korodovaných jadrách plagioklasu. Najčastejšie ide o malé kompaktné póry so slabou komunikáciou s okolím, ktoré môžu byť izolované (pri nízkej OP), alebo môžu tvoriť zhluky (vzorky s vyššou OP). S rastúcou disolúciou plagioklasu sa zväčšujú aj póry, môžu si zachovať kompaktný tvar, alebo nadobúdajú zložitú geometriu podľa preferovaných smerov (štiepateľnosť). *Sekundárna pórovitosť v základnej sklovitej hmote* je zriedkavejšia (vzorka z Dobrej Nivy-Troch kameňov, Vígľaš alterovaný, z Novej Bane-Hája, Juskovej Vole a Vechec tmavý), ale v uvedených vzorkách má značný vplyv na celkovú OP. Pri prvých troch vzorkách ide o póry zložitých tvarov až makroskopických rozmerov, vo zvyšných dvoch majú póry kompaktný tvar a sú menšie. *Puklinová pórovitosť* zastúpená mikrofraktúrami sa vyskytuje zriedka (Nová Baňa-Háj, Juskova Voľa a Maglovec) a z hľadiska celkovej OP je najvýznamnejšia iba pri vzorke z Juskovej Vole. *Submikropórovitosť* tvoria subkapilárne póry, ktoré sa optickou porozimetriou nedajú analyzovať ako samostatné objekty. Táto metóda má najväčší význam pri vzorkách s nízkym zastúpením iných typov pórovitosti. Najvýraznejšia *póronekróza* sa



graf 4

zistila vo vzorke ryolitu z Novej Bane-Hája a andezitu Vígľaš alterovaný, v ktorých sekundárnu pórovitosť v základnej hmote zatláča precipitácia sekundárnych minerálov na stenách pórov.

Vplyv efektívnej pórovitosti na nasiakavosť

Nameraná OP má vysoký stupeň korelácie s nasiakavosťou stanovenou štandardným laboratórnym postupom podľa pôvodnej STN 72 1174. V tab. 2 sú hodnoty OP a nasiakavosti zoradené vzostupne zhora nadol a kritériom je hodnota OP.

Nasiakavosť má podobný trend ako ostatné parametre. Graf 4 na porovnanie ilustruje priebeh nasiakavosti, celkovej OP a OP bez superkapilárnych pórov, ktoré by teoreticky na nasiakavosť nemali vplývať. Vzorky sú v smere osi X zoradené tak, že kritériom je vzostupné usporiadanie hodnôt OP.

Z grafu 4 je zrejmé, že rast OP je rovnomerne sprevádzaný rastom nasiakavosti. Pri andezite s nízkou OP (ľavá časť grafu, vzorka 1–6) je nasiakavosť vyššia ako OP a rast hodnôt obidvoch vlastností je takmer rovnaký. Príčinou konštantného rozdielu medzi hodnotami je pravdepodobne vysoký podiel submikroskopických pórov na celkovej efektívnej pórovitosti v týchto vzorkách. Tento typ pórov je pod dosahom optického pozorovania, takže OP je oproti skutočnej efektívnej pórovitosti podhodnotená. V pravej časti grafu (7–9) vo vzorkách dominujú mikroskopické až makroskopické póry a obidve vlastnosti majú reálnejší vzťah. Na prvý pohľad vidieť, že vzorka ryolitu (10) má úplne odlišné vlastnosti OP a patrí do celkom inej kategórie materiálu. Eliminácia superkapilárnych pórov z celkovej OP vykonaná na základe výstupu analýzy veľkosti a množstva pórov sa vcelku pozitívne prejavila v pravej časti grafu a najvýraznejšie v prípade ryolitu.

Diskusia a záver

Vulkanické horniny sa z hľadiska efektívnej pórovitosti, prepojenia pórovej siete, štruktúry pórov a veľkostného zastúpenia skúmali na vzorkách andezitu a ryolitu optickou porozimetriou. Predchádzajúci (Litvan, 1983; Hudec, 1989, 1998; Čabalová, 1988; Čabalová a Caňo, 1992), ako aj náš výskum potvrdil, že pórová štruktúra hornín je z hľadiska technologických vlastností hornín dôležitá. Informácie získané optickou porozimetriou sa porovnali s informáciami získanými inými metódami a pri ich porovnávaní sa zistila korelácia hodnôt nasiakavosti s hodnotami (efektívnej) OP. Vizuálnou analýzou sa identifikovala prítomnosť geneticky rovnakých špecifických typov pórovitosti vo väčšine vzoriek a vzoriek s vysokým relatívnym podielom submikropórovitosti, ktorá výsledky optickej porozimetrie konštantne podhodnocuje. Výsledkom výskumu je aj zistenie, že v skúmaných vzorkách andezitu je nasiakavosť lineárnou funkciou OP.

Problematika pórovej štruktúry a jej vzťahu k ostatným vlastnostiam vulkanických hornín zostáva otvorená.

V pôvodných slovenských normách pre stavebný kameň a kamenivo opisujúcich stanovovanie fyzikálnych vlastností a ich vlastností pri styku s vodou sa sleduje aj stanovovanie pórovitosti a nasiakavosti, ale štúdium charakteru pórovej štruktúry nie je ich súčasťou, i keď jej poznanie a podrobná analýza sú dôležité z hľadiska trvanlivosti stavebných materiálov. Pri zisťovaní ďalších vlastností sa pokúsime nájsť súvislosti medzi jednotlivými vlastnosťami horniny, ako aj ich vzťah k celkovej pórovitosti, čo je významné z hľadiska kvality a trvanlivosti hornín, ako aj pri odhaľovaní príčin degradácie hornín pri ich využívaní v rozličných stavebných materiáloch.

Poďakovanie. Práca je súčasťou úlohy výskumu a vývoja štátneho programu S 00065-PPŠP-2/2003 Vplyv stavebných materiálov a konštrukcií na kvalitu života, podprogramu Vplyv stavebných materiálov, konštrukcií a geologických faktorov na kvalitu života, prierezového štátneho programu V a V Kvalita života – zdravie, výživa a vzdelávanie. Vedúcou úlohy je prof. Ing. Z. Sternová, PhD. (VVÚPS–NOVA, s. r. o.), ktorej ďakujeme za možnosť publikovať tieto výsledky.

Literatúra

Čabalová, D., & Caňo, F., 1992: Štúdium diferencovanej pórovitosti skalných hornín metódou pozorovania v elektrónovom riadkovacom mikroskope. *Geol. Práce, Spr., 92, 101–105.*

Čabalová, D., 1988: Štúdium nasiakavosti vulkanických hornín Slovenska z hľadiska možnosti ich využitia pre ušľachtilú a hrubú kamenársku výrobu. *Geol. Průzk., 30, 2, 40–44.*

Ehrlich, R., Crabtree, S. J., Horkowitz, K. O., & Horkowitz, J. P., 1991: Petrography and reservoir physics I: Objective classification of reservoir porosity. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. (Tulsa), 74, 10, 1547–1562.*

Hanzel, V., ed., 1998: Geologický slovník, hydrogeológia. *Bratislava, Vyd. D. Štúra, 301.*

Hudec, P. P., 1989: Durability of rocks as function of grain size, pore size, and rate of capillary absorption of water. *J. Material in Civil Engineering, 1, 1, 3–9.*

Hudec, P. P., 1998: Vlastnosti hornín a fyzikálne procesy pri urýchlenom zvetrávaní. *In: zbor. z 2. semináru Výroba kameniva '98 so zahraničnou účasťou 26.–27. 5. 1998 v Starej Lesnej, 35–42.*

Litvan, G. G., 1938: Freeze-Thaw durability of porous building materials. A. S. T. M., STP 691, 455.

Maťo, Ľ., & Janega, A., 2004: Metodika optickej porozimetrie, možnosti využitia. *Geol. Práce, Spr., 109, 113–118.*

Vavrová, J., Kraus, I., & Ondrášik, M., 2002: Vplyv ílových minerálov na vlastnosti vulkanických hornín Západných Karpát využívaných v stavebníctve. *Mineralia Slov., 5–6, 289–302.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 406–408

Aplikácia modelu 3E (environment – ekonomika – etika) pri ťažbe uhoľného plynu, splyňovaní uhlia a využívaní získaného plynu

SILVIA JUHANOVÁ

Katedra geológie a mineralógie Fakulty BERG Technickej univerzity v Košiciach, Park Komenského 15, 040 01 Košice, Slovenská republika, silvia.juhanova@tuke.sk

(Doručené 26. 4. 2005)

Application of the 3E (environment – economics – ethics) model during exploitation of coal gas, gasifying of coal and use of obtained gas

Decrease of fossil fuels resources demands the optimal solutions of their effective use. Resources of coal have the biggest volume and the longest expected lifetime. That is a reason why it is important to choose strategy, which allows a global view on mentioned coal resources, not just view from economical viewpoint. Energetic resources are a global problem and that is why we have to analyse the coal resources use in context of whole community (state, world) requirements. Suitable instrument for this analysis is for example 3E model, which was elaborated for water protection, but has a general use.

Key words: 3E model (environment, economics, ethics), coal bed methane, coal gasifying, gas use

Úvod

Energia a jej výroba sú najdôležitejšie otázky súčasnosti. Z fosílnych palív je zatiaľ v popredí ropa a zemný plyn. V posledných rokoch dôležitosť uhlia – najmä pre jednoduchšie využiteľný a ekologickejší zemný plyn – trocha poklesla, no v dlhodobej perspektíve bude asi najvyužívanejším fosílnym palivom na výrobu energie, lebo kým predpokladaná životnosť jeho svetovej zásoby je 200 až 300 rokov, zemného plynu a ropy iba niekoľko desiatok rokov (Schobert a Song, 2002). Preto by jedným z cieľov hospodárenia s uhlím mala byť jeho racionálna ťažba a využívanie. Uhlie nie je primárnym zdrojom energie iba ako fosílne palivo, ale obsahuje aj plyn, ktorý sa dá získavať rozličným spôsobom.

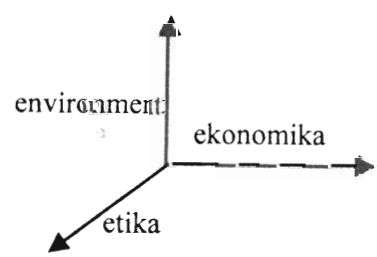
V takejto súvislosti sú dva pohľady na uhlie, a to na uhlie 1. ako uhoľný sloj – zásobník karbónskeho plynu (uhoľného metánu) vzniknuvší pri tvorbe uhlia, a 2. ako pevný vstup do splyňovacieho procesu (priamo pod zemou po vyťažení uhlia) na výrobu metánu.

Model 3E

Európska komisia a členské štáty EÚ vytvorili stratégiu zavádzania smernice 2000/60 o ochrane vôd *(European Water Framework Directive)* zameranú na metodické otázky týkajúce sa všeobecného chápania technickej a vedeckej stránky realizácie smernice. B. J. Barraque (2003) podľa aspektov ochrany vôd zapísaných v smernici zostavil „trojrozmerný" model 3E na hodnotenie hydrosféry vybraného povodia. Jeho podstatu ilustruje obr. 1 (Lénárt a Tometz, 2004).

Tri zložky modelu – environment, ekonomika a etika – predstavujú tri hľadiská, podľa ktorých možno analyzovať projekty rozličných vedných a praktických disciplín. Z toho vyplynula aj myšlienka aplikovať model 3E aj na procesy súvisiace s ťažbou uhoľného plynu, splyňovaním uhlia a s využívaním vyprodukovaného plynu.

Uhoľný plyn sa môže získavať z ťaženého ložiska a z neťaženého pomocou vrtov vyvedených na povrch. Uhlie možno splyňovať priamo v ložisku alebo až po vyťažení suroviny. Splyňovanie priamo v ložisku umožňuje vhodná geologická situácia, najmä miera tektonického porušenia prostredia. Pri splyňovaní na povrchu sú tri základné typy reaktorov – s pevnou vrstvou, fluidnou vrstvou a s unášaným prúdom. Ich voľba závisí od kvalitatívnych



Obr. 1. Schéma modelu 3E (Lénárt a Tometz, 2004).
Fig. 1. 3E model scheme (Lénárt and Tometz, 2004).

znakov uhlia. Vyrobený plyn je potenciálne využiteľný predovšetkým v chemickom priemysle a v energetike (Luby a Molnár, 2003; Roubíček a Buchtele, 2002).

Environment

V rámci tejto zložky modelu 3E by sa analyzovali klasické ložiskové parametre, technologické možnosti suroviny a materiálny vplyv okolitého prostredia.

Ložiskové parametre zahŕňa informácie o geologických vlastnostiach ložiska, objeme zásoby, kvalite uhlia a uhoľného metánu, možnostiach ťažby a pod.

Na tieto informácie nadväzujú údaje *o technologických možnostiach suroviny*. Geologické charakteristiky ložiska vplývajú na výber spôsobu ťažby alebo na rozhodovanie o podzemnom splyňovaní uhlia. Na spôsob ďalšieho spracúvania majú vplyv najmä kvalitatívne vlastnosti suroviny (pri uhlí obsah vody, popola, prchavej horľaviny a S a pri uhoľnom plyne obsah spáliteľných zložiek, výhrevnosť, hustota a pod.).

Pri výbere spôsobu spracovania suroviny sa berie do úvahy aj *vplyv okolitého prostredia*, najmä stav infraštruktúry a možnosti trhu, hlavne jeho veľkosť a potreby, ktoré umožňujú správny výber finálnej výroby, t. j. druhu výsledného produktu a objemu produkcie.

Ekonomika

Uhlie je súčasťou ľudskej histórie už od nepamäti, ale širšie sa začali využívať, a najmä sústredene ťažiť iba pred niekoľkými storočiami (napr. z Čiech sú prvé dôkazy o ťažbe v z roku 1463 – přílepská panva) a na Ostravsku sa ťažba začala až na začiatku 19. stor.; Šuf, 1952).

Ekonomické hodnotenie ťažby a využívania uhlia ovplyvňuje predovšetkým celková politická situácia a technologické možnosti. Aj keď získavanie uhoľného metánu a splyňovanie uhlia nie sú objavom posledných desaťročí, pre rast ťažby zemného plynu v polovici 20. stor. ustúpil uhoľný plyn do úzadia a záujem oň stúpol až v posledných rokoch, keď vznikla myšlienka spojiť splyňovanie s paroplynovým cyklom.

Technológie splyňovania uhlia späté s paroplynovým cyklom sa označujú skratkou IGCC (*Integrated Gasification Combined Cycle* – integrované splyňovanie a výroba elektriny a tepla v kombinovanom cykle) a sú účinným a spoľahlivým spôsobom výroby „čistej" energie z uhlia, odpadu a z ťažkých petrochemických zvyškov (Bernard, 2000).

Na ekonomické hodnotenie ťažby karbónskeho plynu, splyňovania uhlia a využívania vyrobeného plynu sú potrebné klasické ekonomické premenné, ktoré ovplyvňuje vonkajšie prostredie. Sú to investície, náklady na výrobu a predajná cena.

Výšku investícií ovplyvňuje predstava o spôsobe ťažby, použitej technológii na finalizáciu výroby a pod. Vyššie investície do finalizácie väčšinou znamenajú možnosť spracúvať aj menej kvalitné uhlie a efektívnejšie využívať jeho zásoby. Zaujímavá je investícia do spojenia banského podniku s energetickou jednotkou (elektráreň – tepláreň).

Náklady sú v mnohých prípadoch dôvodom na zastavenie projektu. Hlbinná ťažba – najmä hnedého uhlia v Európe – je viac-menej nerentabilná, ale práve spomenuté spojenie s energetickou jednotkou by mohlo náklady na jednotku produkcie znížiť. Ďalším spôsobom znižovania nákladov je kombinovaný vstup uhlia s organickým odpadom do splyňovacej jednotky, lebo spracovanie odpadu by bolo ďalšou zložkou príjmu.

Predajná cena výstupov je rozličná. Všeobecným trendom je zložitejšia finalizácia, lebo prináša vyššie príjmy. Cena je citlivý ekonomický parameter a ovplyvňuje ju najmä trh a výrobné náklady.

Vplyv vonkajšieho prostredia predstavuje všeobecný legislatívny rámec a globálne ekonomické prostredie. Ekonomickými parametrami vonkajšieho prostredia ovplyvňujúcimi hodnotenie sú najmä dane, inflácia a odpisy.

Etika

Etika je filozofická disciplína, ktorá skúma morálku alebo morálne relevantné konanie a jeho normy. Je disciplínou praktickej filozofie, ktorá sa zaoberá ľudským konaním a tvorbou (http://www.studentske.sk/ostatne/Etika.htm, 14. marca 2005).

Z hľadiska tejto definície vstupuje do hodnotenia projektov ťažby, výroby a využívania uhoľného plynu *informovanosť verejnosti* (postoj verejnosti k projektu, možnosť zvoliť si druh využívanej energie a pod.), *bezpečnosť pri práci* (napr. odťaženie uhoľného plynu znižuje riziko vzniku výbušných zmesí), *trvalo udržateľný rozvoj* (úsilie o dlhodobosť projektu, udržanie vyrovnanej zamestnanosti a pod.), *ochrana životného prostredia* (napr. odťažený metán neuniká do ovzdušia, splyňovanie vyťaženého uhlia je ekologickejšie ako jeho spaľovanie v klasickej tepelnej elektrárni, spracovanie odpadu znižuje objem skládok) a *celospoločenské smerovanie* (stratégia v energetickej oblasti, napr. znižovanie závislosti od dovozu zemného plynu) a pod.

Záver

Akýkoľvek projekt je úspešný, ak je v prvom rade životaschopný z ekonomickej stránky, ale trend ostatných rokov potvrdzuje, že to nestačí a že treba uvažovať globálne, analyzovať ho nie iba z ekonomickej stránky, ale aj z hľadiska jeho súčasného a budúceho vplyvu na životné prostredie a spoločnosť. Ak sa pri projekte berie do úvahy prostredie (environment), ekonomika aj etika, možno analyzovať a hodnotiť všetky stránky jeho vplyvu a nájsť optimálne riešenie, ktoré prinesie nielen zisk, ale bude pozitívne vplývať na región, človeka a spoločnosť.

Opísaný model 3E sa v jeho súčasnej podobe ešte na nijakom konkrétnom ložisku neaplikoval a je z metodického hľadiska prvotným vstupom do riešenia grantovej úlohy zaoberajúcej sa optimalizáciou vyhľadávania, ťažby, spracúvania a využívania uhoľného metánu v strednej Európe.

Príspevok vznikol s podporou prostriedkov grantovej úlohy 1/2161/05 poskytnutých agentúrou VEGA.

Literatúra

Barraque, B. J., 2003: The European water framework directive (2000/60 EC): Background and issues in perspective. Implementing transboundary river conventions. With emphasis on the Portuguese--Spanish case: Challenges and opportunities. *Lisbon, Faculty of Engineering, Porto University, 47–63.*

Bernard, A., 2000: Výroba elektřiny s integrovaným zplyňováním uhlí. *Magazín Energie, 2, 48.*

Lénárt, L., & Tometz, L., 2004: Využitie „3E" modelu pre hodnotenie trvalo udržateľného využívania zdrojov krasových vôd na pomedzí národných parkov Aggtelek a Slovenský kras. *Podzemná voda, 1, 60–69.*

Luby, P., & Molnár, V., 2003: Technológia IGCC. Fakty a prognózy. *Slovgas 1, 10–12.* http://modry-krokodil.sk/Slovgas/Casopis/03_01/03_01_03.htm, 1. júna 2004.

Roubíček, V., & Buchtele, J., 2002. Uhlí: zdroje – procesy – užití. *Montanex, Praha, 170.*

Schobert, H. H., & Song, C., 2002: Chemicals and materials from coal in the 21st century. *Elsevier Sci. Ltd. 1–15–32.*

Šuf, J., 1952. Geologie uhelných ložisek. *Praha, Přírodovědecké vydavatelství, 205.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 409–412

Slope instability hazard evaluation in the Flysch Western Carpathians (Czech Republic) in comparison with standards of European Commission

OLDŘICH KREJČÍ

Czech Geological Survey, Leitnerova 22, 658 69 Brno, Czech Republic
okrejci@cgu.cz

(Received 15. 3. 2005)

Abstract

The severe rainfalls in northern and central Moravia and eastern Bohemia in July 1997, triggered slope movements recorded particularly in the flysch rocks of northern and eastern Czech Republic. The basis of the diversified woodland and woodland-agricultural landscape of the Western Carpathians is the highland and mountain relief, which consists of flysch rock complexes. The geomorphological and geological setting is predisposed to extensive slope deformations – especially landslides. Slope movements play an important role in topography modelling and cause great direct and indirect damages in the countryside as well. Slope deformations of different intensity and aerial extent control the character of relief on the local or regional scale. The character of landslide areas also conditions the mode and intensity of land use within the framework of given geographical setting. Significant changes of land use result from the development and effects of slope movements. This is most obvious in the case when the reclamation of the slope deformations has not been undertaken. Landslides themselves have a great impact on the water regime of the landscape and consequently on the development of ecosystems. That is why they are often considered to be a significant biodiversity factor. It is also necessary to pay attention to the opposite effect since the land use (dispersed woody patches, landscape mosaic) is to a certain extent influencing the development and progress of the slope deformations. Based on the order we focused our geological investigations on the area in which the slope movements began to develop to such an extent that human lives and properties were considerably jeopardized. The total damages from activated landslides reached about 45 million Euros.

Key words: landslide, earth flow, rock fall, landslide mapping, landslide hazard evaluation

The history of the research of slope movements in Czech Republic

The first documented areal landslide on the territory of Czech Republic is in locality Chrochovice-Krásný Studenec where the slope movements were observed in 1736. In 1770, total 13 landslides were registered near Ústí nad Labem and Děčín. First rock falls were registered as soon as in 1132 in Praha Chuchle. During the recent years, frequent rock falls are reported of Cretaceous sandstone blocks in the northern Bohemia (Hřensko, Děčín and surroundings), which permanently endangered the dwelling houses and roads.

Frequent areally extended complex landslides, reaching several kilometres, form in the region of the Western Carpathian Flysch Belt. The first scientifically documented landslide in the Western Carpathians, which occurred in Hošťálková in 1919, was recorded in 1922. Actual danger from the slope movements in the Flysch Carpathians was recognized in the course of extensive building of water dams. The constructions of water reservoirs called for a geological research of unusual extent. This applies mainly to the dam on the Stanovnice brook (a tributary of Vsetínská Bečva river from the Javorníky Mts.) at the village of Karolinka. The landslide number distribution map with schematic geological situation is shown in the Fig. 1.

The character of the slope movements in the Bohemian Platform cover area

In the Bohemian Massif the Cretaceous system is represented by occurrences of Cretaceous transgression from the Alpine-Carpathian region during Cenomanian and Turonian.

Upper Cretaceous sediments, deposited mostly almost horizontally in a shallow syncline basin with NW to SE axis, reach thickness up to 700 m. They influenced the carved-in topography of the northern part of the Czech Republic. The surface morphology of the Czech Cretaceous Basin results from Late Tertiary and Quaternary denudation and accumulation. Their final product consists of structural plains, river terraces, and deep canyon-like valleys, e. g. that of the Labe river.

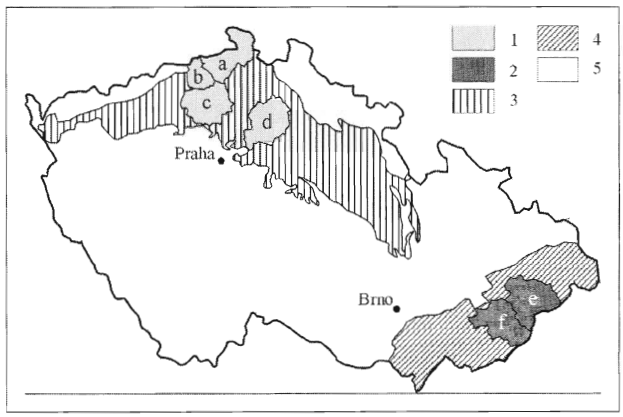


Fig. 1. Schematic geological map of the Czech Republic with marked the most jeopardized district areas to geodynamic phenomena. 1 – district areas with number of the landslides < 500 (a – Děčín, b – Ústí nad Labem, c – Litoměřice and d – Mladá Boleslav), 2 – district areas with number of the landslides > 500 (e – Vsetín and f – Zlín). Geology: 3 – Bohemian Cretaceous Basin and Neoidic volcanic intrusions, 4 – Flysch Western Carpathians, 5 – Bohemian Massif platform.

Saxonian tectonic movements segmented the originally uniform basin to a series of plates uplifted to different elevations forming an interesting landscape. The articulated topography of the Czech Cretaceous Basin is marked by disseminated clean-cut monadnocks mostly formed as denuded fillings of volcanic chimneys and various types of dykes. The distinct elevation of the Labe canyon walls over the valley exceeding 600 m in combination with block disintegration of thick sandstone layers and occurrence of block-shaped unconsolidated sediments of volcanic origin (tuffs and tuffites) are the main reasons for a high tendency to slope movements. These are known mainly as rock falls and less frequent earth or debris flows and avalanche-like slope deformations up to several hundreds of meters in length. The frequency of slope deformations in this region is the highest in the Czech Republic. The individual sliding objects represent isolated blocks or tors with size reaching tens of meters, which are close to tumbling down. In 1978 and 1981, for instance, a 23 m tall Neubauer tor collapsed in this region. The landslide phenomena are distributed mainly within the administrative districts Ústí nad Labem, Litoměřice and Mladá Boleslav.

The engineering-geological survey, made up to now in a 1.4 km long section of the highest potential instability risk near the Hřensko village in the Labe valley near the German state border in the administrative district Děčín, revealed 256 unstable rock objects. At present, the monitoring system located here consists of 165 sites for dilatometric measurements of relative displacement among individual blocks of sandstone mass.

The character of the slope movements in the Western Carpathian Flysch area

The Mesozoic and Tertiary complexes of the Western Carpathians Flysch Belt are characteristic by mountain and highland relief of mainly erosional and structurally-denudation nature. The flysch complexes are formed by alternating layers of claystones and sandstones. These kinds of rocks are little permeable, which means that their surface zone gets water saturated quickly. The layer bedding and tectonic fracturing also cause formation of shear zones controlling slope movements. Other suitable materials for gravitational movements are loamy-stone, loamy-clay and loamy-sand sediments as well as thick unconsolidated residual mantles of weathered flysch rocks. The extreme precipitation in July 1997 resulted in both – new slope failures and the activation of slope movements of earlier origin. Many localities exhibited landslides of enormous destruction force, earthflows being less frequent (rockflows or mudflows), and rockfalls sporadic. The landslide phenomena are distributed mainly within the districts Vsetín (more than 3500) and Zlín (2000). We recognize that several types of geodynamic phenomena together with deep-seated mass movements are currently one of the main morphogenetic processes in the area of interest (Baron et al., 2004; Kirchner and Krejčí, 1998, 2002; Krejčí et al., 2000, 2002).

The most extensive activated landslide area in the Flysch zone at the present can be found in the valley of Bystřička brook, locality Vaculov-Sedlo (district Vsetín). Length of the landslide area is 4 km, width 1.2 km. There are various types of slope failures which affect both colluvial (slope) sediments and bedrock. Thick landslide accumulations alternate with water logged depressions (existence of a small lake). The open parent rock links up with fissure caves and pseudokarst valleys. Many lonely houses and special-purpose roads were damaged and particular losses were seen on the soil cover in meadows, pastures and forests. The sizeable blocks of bedrock proceed into the streambed of Bystřička brook and the name-less brook, gradually being blocked. Possibilities of protection in such an extensive landslide area are limited.

The solution to reclaim landslide loses

The complementary research differs as related to individual localities and their topical situations. The basic method is the geodetic alignment of the landslide and monitoring of its movements. Inclinometric measurements in boreholes are normally made in larger landslides with drilling works in the most extensive landslide areas reaching into the depth of up to 40 m. The bores further serve to the calibration of geophysical methods and the most commonly used complex of these methods is as follows: georadar with depth engagement of 30 to 40 m, shallow refraction seismic, vertical electrical scanning (VES) and dipole electromagnetic profiling (DEMP). The complementary research is always accompanied by a geotechnical assessment of the locality and a proposal of rescue measures which are normally expensive works ranging between 3000 EUROS up to over 40 000 EUROS (landslides above the railway track near the village of Bystřička, district Vsetín). The alternative solution should consist of an assessment of necessary changes in the area plans of affected villages, prospects of their future habitability, displacements of engineering networks and roads.

Tab. 1
Characteristic of the area regarding stability conditions

zone	characteristic of the area regarding stability conditions
I.	*stable areas*
I.1	flat flood plains
I.2	permanently stable slopes with very moderate gradient and flat areas above valleys
II.	*area where slope instability cannot be excluded*
II.3	moderate slopes without verified signs of more serious failure
II.3a	moderate slopes without verified signs of more serious failure (with colluvial deposits > 2m)
II.4	steep slopes without signs of deeper failure
II.4a	steep slopes without signs of deeper failure (with colluvial deposits > 2m)
II.5	slopes deformed by superficial creep movements
III.	*unstable areas*
III.6	slope deformed by landslides and block-type movements in the past time
III.7	slope deformed by present active or dormant slides, as well as by earthflows
III.8	erosion gullies of occasional as well as of permanent small flows
III.9	steep rock slopes and their toes where rockfalls may occur

Another possibility comes in view to leave the extensive landslide areas entirely to their own natural evolution or to convert the affected meadows and pastures into a forest land and technically stabilize only the landslide areas which represent a real jeopardy to peoples homes and important infrastructure landscape elements.

Special research project is worked up jointly by several institutions under the co-ordination of the Czech Geological Survey, Praha. To stabilize the landslides and recover them from the losses will take a long time. However, each landslide locality has its own specific features which apart from the natural prerequisites also include factors caused by human activities. The registration of landslides is processed in digital format, the extensive landslide localities are studied in detail in order to bring into life rescue measures that would correspond with the extent of the damaged houses and landscape losses. After the analysis of all available records from the landslides areas, district area maps in a scale of 1 : 10 000 will provide information about hazardous areas of possible occurrence of landslide phenomena. The maps display recent and intermittent slope deformations, presently quiescent in black, recent active deformations in red colour. Fresh cuts of water flow banks and erosional trenches are indicated also in the maps. Hydrological and hydrogeological data are in blue. Green colour is used to mark damaged and endangered objects or remedied ones. Documentation of the registered phenomena, written as well as photographic, is an implicit share of the evaluation. The areas are classified in categories by the degree of landslide danger and intensity of its occurrence. Special maps of stability conditions provide primary basis for graphically simple prognostic maps of landslide susceptibility sometimes called also landslide hazard maps. Evaluation of input data (stability, morphometric, geological and hydrogeological conditions) provide means to define borderlines of quasihomogeneous zones of certain specific level of landslide hazard. Colours using a signal head principle differentiate individual zones. Zone I – stable zone is expressed by green, on the other hand the warning red has been claimed for Zone III – instability zone. Zones conditionally exploitable, i. e. zones where potential stability problems cannot be excluded are expressed in amber (Zone II). Each zone contains subzones expressed by hatching which characterize local conditions in geology and geomorphology. Explanations to susceptibility maps are given in tables with short definitions of conditions regarding possible use of subzones as individual construction sites. Regional authorities take steps to implement the landslide hazard maps in the regional and town planning. Characteristic of the areas regarding stability conditions and conditions for the area to be used as construction site of residential and industrial buildings, roads, pipelines are shown in Tabs. 1 and 2.

Tab. 2
Conditions for the area to be used as construction site

conditions for the area to be used as construction site of			
zone	residental and industruial buildings	roads	pipelines
conditionally usable areas			
II. 3	suitable for not sophisticated structures, stability failures due to improperly designed earthwork are not excluded (cuttings, cut-offs embankments water leakage etc.)	lay-out of the line, as well as earthwork is to be designed with respect to slope stability	slope stability must not be inflicted with deep furrows excavated for long-distance lines
II. 4	unusable for ordinary building otherwise enormous expenditures must be accepted	suitable only for local roads (e.g. forest roads)	if the lay-out cannot be changed then increased expenditures are to be accepted
II. 5	if chosen as construction site increased expenditures for preventive remedy measures must be considered (e.g. for superficial or deep drainage in the area)	suitable only for local roads otherwise increased expenditures for preventive remedy measures	lay-out of long-distance lines along the dip
unsuitable areas			
III. 6	unusuitable for building, acceptable only with enormous expenditures for survey, monitoring and remedy measures	construction possible only with enormously increased expenditures	unsuitable area in case of absolute necessity lay-out along the dip
III. 7	construction has to be avoided unless stabilisation measures carried out beforhand with successful results proved by monitoring	construction possible with enormously increased expenditures for preventive remedy measures and monitoring	entirely unsuitable area
III. 8	entirely unsuitable area	unsuitable area that can be passed by abridge	unsuitable area
III. 9	unsuitable area	change of the lay-out is recommended, preventive remedy measures would be too expensive	without limitation under the condition of keeping the lines underground in the area of accumulation

The European Commission has recognized that it is now essential to try to work towards more harmonized methods and presentations of hazards on maps in order to be able to compare, combine and prioritize effectively across the whole range of countries and sectors involved. The task of obtaining harmonized mapping is a complex one as it involves different institutions, as well as addressing various spatial resolution, frequencies and probabilities, graphical representation and symbology, including specific scientific and technical aspects pertinent to different themes. It will also clearly imply some changes or adaptations to established working methods in some sectors and countries. Also Geographical Information Systems now provide the means to simultaneously handle and combine several, or many, spatial themes using algebraic or logical operators, and progress is still being made in development of new methods for visualization and symbology.

From point of view of the European Commission there are 3 types of the official maps being issued by an official authority or authorized institution and serving public and/or professional capacity:

a) Hazard map is map that portrays levels of a particular hazard (or hazards).

b) Vulnerability map portrays levels of a particular vulnerability (or vulnerabilities).

c) Risk map portrays levels of a particular risk (or risks). Definition of the risk:

1. Expected losses (of lives, persons injured, property damaged, and economic activity disrupted) due to a particular hazard for a given area and reference period. Based on mathematical calculations, risk is the product of hazard and vulnerability: Risk = Hazard x Vulnerability.

2. Combination of the frequency, or probability, of occur-rence and the consequence of a specified hazardous event.

The concept of risk always has two elements: the frequency or probability with which a hazardous event occurs and the consequences of the hazardous event.

Conclusions

The activity of slope movements (mainly landslides) in the Czech Republic is given by the geological control as well as by the character of relief in this area. The impact of area of the Flysch Western Carpathians by landsliding is of the character of small natural hazards. The main impulse were heavy rainfalls in July 1997. To stabilize the slope movements and recover the losses will take a long time. However, each landslide locality has its own specific features which – apart from the natural prerequisites – also include factors caused by human activities. A number of buildings were erected on old landslide terrain and often it was the inadequate house extensions that loaded the landslide area. In other cases, one-sided incisions relieved the slope foot and resulted in landslidings. Other causes of slope movement activation in the past are considered to be human activities resulting in the increased surface runoff into critical points such as insensitive deforestation, liquidation of anti-erosion measures on agricultural land and -in contrast – insufficient maintenance of forest reclamation rills draining water off the landslide areas. And it was also some ground formations at road construction works such as one-sided deep undercuts or embankments, or furrows made for telephone cables – improperly situated in the landsliding areas and affecting the landslide movement activity.

References

Baron, I., Cilek, V., Krejčí, O., Melichar, R., & Hubatka, F., 2004: Structure and dynamics of deep-seated slope failure in the Magura Flysch nappe, Outer Western Carpathians (Czech Republic). *Natur. Hazards and Earth System Sciences, 4, 549–562.* SRef-ID: 1684-9981/nhess/2004-4-549. European Geosciences Union.

Kirchner, K., & Krejčí, O., 1998: Slope movements in the Flysch Carpathians of Eastern Moravia (Vsetín District), triggered by extreme rainfalls in 1997. *Moravian Geographical Reports, 6, 1, 43–52.*

Kirchner, K., & Krejčí, O., 2002: Slope deformations and their significance for relief development in the middle part of the Outer Western Carpathians in Moravia. *Moravian Geographical Reports, 10, 2, 10–19.*

Krejčí, O., Kirchner, K., & Hubatka, F., 2000: Slope movements in the Flysch Carpathians of Eastern Moravia triggered by extreme rainfalls in 1997 (an example from the Vsetín District). *In: E. Bromhead, N. Dixon & M. L. Ibsen (eds.). Landslides in research, theory and practice, 849–854. Thomas Tellford Publishing, London.*

Krejčí, O., Baroň, I., Bíl, M., Hubatka, F., Jurová, Z. & Kirchner, K., 2002. Slope movements in the Flysch Carpathians of Eastern Czech Republic triggered by extreme rainfalls in 1997: A case study. *Physics and Chemistry of the Earth. PERGAMON, 27, 36, 1567–1576.*

Krejčí, O., Bíl, M., Jurová, Z., Kirchner, K. & Hubatka, F., 2002. Some examples of deep-seated landslides in the Flysch Belt of the Western Carpathians. *In: J. Rybář, J. Stemberk & P. Wagner (eds.). Landslides, 373–380. A. A. Balkema Publishers, Lisse, Netherlands, 1–734.*

Krejčí, O., Bíl, M., Jurová, Z., & Rybář, J., 2002. Slope instability hazard evaluation in the Flysch Western Carpathians (Czech Republic). *In: R. G. McInnes & J. Jakeways (eds.). Instability planning and management. Thomas Telford Publishing, London, 305–312.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 413–415

Metódy monitoringu stabilitného stavu skalného zárezu na príklade lokality Demjata

ĽUBICA IGLÁROVÁ[1], PETER WAGNER[1] a PAVEL BARTOŠ[2]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
[2]Katedra geodézie Stavebnej fakulty STU v Bratislave, Radlinského 11, 813 68 Bratislava, Slovenská republika

(Doručené 13. 4. 2005)

Methods of monitoring of rock cut stability state: The case of the Demjata locality

Several methods of monitoring of the rock cut stability are described. The authors pay attention to dilatometric and photogrammetric methods, especially to new method of digital photogrammetry. Some results of monitoring of the road rock cut near the village Demjata (Eastern Slovakia), realized in flysch rocks, are described.

Key words: monitoring, rock cut, photogrammetry, dilatometry

Úvod

Súčasťou Monitorovacieho systému životného prostredia Slovenskej republiky je monitoring geologických faktorov a pre mimoriadne rozšírenie svahových deformácií na Slovensku je jedným z jeho najvýznamnejších podsystémov monitoring zosuvov a iných svahových deformácií. V rámci tohto podsystému sa monitorujú tri základné typy svahových pohybov – zosúvanie, plazenie a nepriamo i rútenie, a to pozorovaním zmien v skalných zárezoch komunikácií. Obsahom nášho príspevku je problematika pozorovania pohybov charakteru rútenia.

Metódy monitoringu stability skalných zárezov

Zásadnou otázkou pri tvorbe metodiky monitoringu stability skalných zárezov je výber metód, ktoré umožňujú príznaky pozorovaného procesu zaznamenávať v čo najširšej miere. V inžinierskogeologickej praxi sa okrem priamych meraní iniciálneho pohybu uvoľnených horninových blokov rôznymi typmi dilatometrov už dlhodobo veľmi efektívne aplikujú fotogrametrické metódy. Merania však musia nadväzovať na podrobnú inžinierskogeologickú dokumentáciu a hodnotenie stavby horninového masívu.

Priame merania posunov dilatometrickými metódami

Priame merania deformácií a posuvov blokov sa vykonávajú širokou škálou prístrojov – od jednoduchých mechanických dilatometrov až po dômyselné automatické signalizačné varovné systémy, ale aj tie prevažne vychádzajú z princípu dilatometrických meraní.

V rámci riešenia úlohy sa pri monitoringu stabilitného stavu stien skalných zárezov aplikovali metódy meraní tyčovým prenosným dilatometrom (firmy SOMET) a meradlom posuvov vlastnej konštrukcie. Obidve sú založené na meraní zmeny vzdialenosti pevne zabudovaných bodov v dvoch horninových blokoch oddelených výraznou diskontinuitou bez ohľadu na priestorový charakter deformácie. Rozdiely medzi nimi sú iba v technických možnostiach (v rozsahu meranej veľkosti pohybu a v presnosti výsledkov).

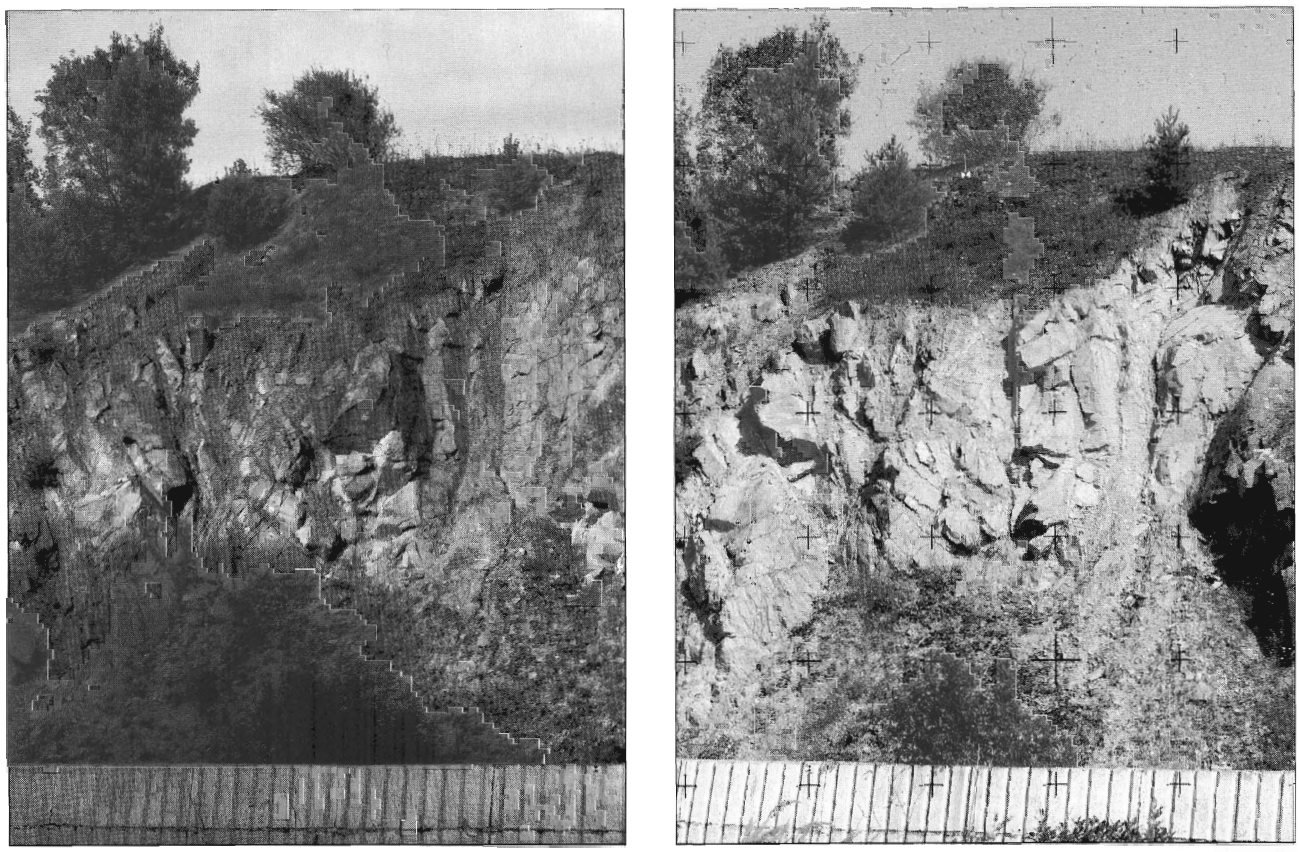
Metódy pozemnej fotogrametrie

Nespornou výhodou fotogrametrických metód v porovnaní s klasickými geodetickými je možnosť používať ich aj v neprístupnom teréne, lebo nevyžadujú sieť fixných bodov, ale ako pozorovacie objekty sa využívajú prirodzené terénne znaky. Na tento cieľ sa v rámci monitoringu používajú hlavne metódy časovej základnice a stereogrametrického modelu reliéfu.

Metóda časovej základnice vychádza z opakovaného snímkovania zárezu z toho istého stanoviska a umožňuje zaznamenávať posuny vybraných bodov vo vertikálnom i horizontálnom smere. Presnosť merania je nepriamoúmerná vzdialenosti určovaného bodu. Výhodou tejto metódy je zachytenie pomerne veľkého priestoru skalnej steny a výber tých jej častí, v ktorých od predchádzajúcej etapy merania nastali najvýraznejšie zmeny.

Pri stereofotogrametrickom meraní sa v monitorovanej skalnej stene vytýčia charakteristické profily (vertikálne alebo horizontálne), snímajú sa z rovnakej pozície a hodnotí sa zmena ich konfigurácie v rozličných obdobiach. Výsledky umožňujú jednoznačne identifikovať miesta úbytku materiálu resp. rast akumulácie zosunutých úlomkov.

Z novších metód sa v poslednom období stále častejšie aplikujú metódy digitálnej fotogrametrie, ktorá je modifikáciou analytickej fotogrametrie s použitím digitálnych snímok. Digitálna snímka je zobrazenie objektov pomo-



Obr. 1. Pohľad na vybraný úsek monitorovanej skalnej steny pri Demjate. Vľavo stav v septembri 2003, vpravo v septembri 2004. V centrálnej časti úseku možno identifikovať zrútenie väčších blokov.

Fig. 1. View on selected section of a monitored rock wall near the village Demjata. Left – a state in September 2003, right in September 2004. A falling of the large blocks can be identified in the central part of a section.

cou CCD *(Charge Couplet Device)* snímačov zložených z CCD prvkov (líniových a plošných) a vďaka tomu sa obraz objektu skladá z obrazových elementov (pixelov) definovaných rozmerom CCD prvku. Každý obrazový element má súradnice v digitálnej súradnicovej sústave a je nosičom informácie o hustote formou čísla (0–255 pri osembitovom zápise). Digitálne snímky s vysokou rozlišovacou schopnosťou sú vhodné na digitálne spracúvanie (analýza textúry, hierarchická analýza a rozpoznávanie objektov), identifikáciu základných charakteristík skalného masívu a na riešenie úloh súvisiacich s hodnotením jeho stabilitného stavu.

Integrácia metód digitálnej fotogrametrie do geografických informačných systémov (GIS) vytvára predpoklady na mimoriadnu racionalizáciu a automatizáciu zberu údajov 3D a na ich základe umožňuje získavať informácie o vývoji geodynamických javov.

Hodnotenie výsledkov monitoringu skalného zárezu na lokalite Demjata

Monitorovaný zárez preložky štátnej cesty II-545 na S od Demjaty je situovaný v paleogénnom tektonicky silne porušenom súvrství masívneho pieskovca, ktoré prevláda nad polohami vápnitého ílovca až prachovca. Dĺžka zárezu je okolo 300 m a priemerná výška 10 až 15 m. Stabilitu stien porušuje rozvoľňovanie masívu podmienené nepriaznivou polohou vrstiev a puklinovitosťou pieskovcových telies vzhľadom na orientáciu zárezu. Ílovcové polohy podliehajú intenzívnemu selektívne zvetrávaniu a miestami sa degradovali až na ílovitú hlinu. Odnos tohto materiálu je podporovaný uvoľňovaním nadložných pieskovcových vrstiev, ktoré strácajú oporu.

Vzhľadom na akútne ohrozenie premávky sa na ceste pozdĺž obidvoch stien zárezu vybudoval záchytný múr vysoký asi 2 m, ale priestor medzi ním a svahom na viacerých miestach už zaplnili úlomky horniny, a tak sa väčšie bloky uvoľnené z vyšších častí svahu môžu zrútiť priamo na cestnú komunikáciu.

Na základe terénnej dokumentácie sa spracovali základné inžinierskogeologické údaje o lokalite (stav hornín, charakter diskontinuít, blokovitosť a rozvoľnenosť masívu) a podľa príbuznosti relevantných čŕt horninového prostredia sa vyčlenili kvázihomogénne celky horninového masívu (Wagner et al., 2000).

Prvé, základné meranie lokality pozemnou fotogrametriou (v roku 1995) slúžilo na definovanie stavby horninového masívu a ako porovnávací model na ďalšie pozorovania. Hlavnou metódou monitoringu bola fotogrametrická metóda časovej základnice sústredená na južnú časť východnej steny

zárezu. Každoročne opakované merania umožňujú pozorovať zmeny morfológie terénu. Od roku 2000 sa rozsah meraní rozšíril o dilatometrické pozorovania vo vybraných úsekoch monitorovanej steny zárezu. V roku 2004 sa digitálnou fotogrametriou prehodnotili nestabilné polohy masívu.

Z meraní vyplýva odlišná dynamika procesu vypadávania blokov v rozličných zónach skalného zárezu. Vo veľmi tektonicky porušenej zóne sa zaznamenali pohyby blokov do 14 mm a v niektorých častiach skalnej steny sa v relatívne krátkom čase zrútili bloky značného objemu (obr. 1). V zóne selektívneho zvetrávania posuny rigidných blokov dosahovali 1 až 3 mm, ale viditeľný je aj odnos jemnozrnného zvetraného horninového materiálu.

Záver

Stabilita horninových zárezov sa na lokalite Demjata monitoruje kombináciou geodetických a dilatometrických metód. Vzájomné porovnávanie a dopĺňanie údajov získaných súborom metód umožňuje pozorovať postup rozvoľňovania a degradácie masívu v čase a pri nerovnakej intenzite faktorov negatívne pôsobiacich na stabilitu skalnej steny. Metóda časovej základnice je pri pozorovaní celej plochy zárezu a identifikácii nestabilných blokov aj v neprístupných miestach nenahraditeľná. Ostatné metódy sa dajú vhodne použiť na doplnenie ňou získaných základných informácií predovšetkým o najnestabilnejších častiach skalnej steny. Významným kvalitatívnym prínosom je digitálna fotogrametria, ktorej možnosti a presnosť sa v súčasnosti overujú.

Literatúra

Linder W., 2003: Digital photogrammetry (Theory and application). *Springer, Berlin, 189.*

Wagner, P., Iglárová, Ľ., & Petro, L., 2000: Methodology and some results of slope movement monitoring in Slovakia. *Mineralia Slov., 4, 359–367*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 416–417

Hydrogeologická štúdia severnej časti departamentu La Libertad, San Salvador a Cuscatlán (Salvádor)

DANA NOVÁKOVÁ[1] a RETANA JOSÉ MARIO GUEVARA[2]

[1]Česká geologická služba Praha, Leitnerova 22, 658 69 Brno, Česká republika
[2]Servicio Nacional de Estudios Territoriales, Calle a Nueva San Salvador, Avenida Las Mercedes, San Salvador, El Salvador

(Doručené 27. 4. 2005)

Hydrogeological study of northern part of department La Libertad, San Salvador and Cuscatlán (Salvádor)

During international projects of Ministry of Environment, a team from Czech Geological Survey has realized geological mapping in scale 1 : 50 000 of many areas in Nicaragua and El Salvador since 1997. Last year (2004) was studied a large area with extent about 750 km^2 from a point of view of geology and hydrogeology in El Salvador cca 50 km north of the capital San Salvador.

Hydrogeological units for this area were defined for the first time – zones of infiltration, transit zones and zones of drainage. There were designed the hydrogeological map in scale 1 : 50 000, the map of vulnerability of one selected catchment basin of river Matizate and described all findings of hydrogeological conditions, hydrochemical characteristics of groundwaters, possible contamination of groundwaters and sources of pollution.

Key words: hydrogeologic map, vulnerability of groundwater, El Salvador

Úvod

Česká republika v rámci projektov ministerstva životného prostredia zameraných na pomoc rozvojovým krajinám od roku 1997 robí základné geologické mapovanie a hodnotí prírodné riziká v niektorých oblastiach Nikaraguy a Salvádora. Od roku 2004 je súčasťou prieskumu aj hydrogeologické hodnotenie orientované na vymedzenie hydrogeologických jednotiek, zón infiltrácie a odvodňovania hornín, zisťovanie smeru prúdenia podzemnej vody, hodnotenie typov hornín, revíziu hydrogeologických objektov v teréne (studní, vrtov a prameňov), hodnotenie zraniteľnosti a na možnosti kontaminácie kolektorov podzemnej vody.

V marci až v máji 2004 sa v spolupráci s miestnou organizáciou SNET (Servicio Nacional de Estudios Territoriales) mapovala oblasť asi 50 km na SZ od hlavného mesta Salvádora San Salvador s plochou približne 750 km^2, ktorú tvoria produkty vulkanickej činnosti rozličného veku – lávové andezitové prúdy, ich pyroklastiká, bazalty, ignimbrity, troska a sedimenty náplavových kužeľov.

V Salvádore doteraz nie je ani základný systém hydrogeologických dát, a preto je prvotná štúdia projektu len orientačná a zameraná na tvorbu základnej hydrogeologickej mapy. Informácie o hydrogeologických pomeroch sú iba z lokálneho prieskumu vykonaného spravidla pri zabezpečovaní zdrojov pitnej vody, ale aj tie sú ťažko dostupné a neúplné. Základné fyzikálnochemické analýzy vzoriek vody v laboratóriách tamojšieho ministerstva životného prostredia sú extrémne drahé a navyše nekompletné a aj preto je hodnotenie chemizmu podzemnej vody náročné a nedá sa pri ňom aplikovať nijaká z bežne používaných klasifikácií. Nezisťuje sa ani obsah kovov, organických uhľovodíkov, nerobí sa mikrobiologická analýza, nehľadajú sa ostatné kontaminanty a navyše nijaký z hydrogeologických objektov nie je geodeticky zameraný.

Z hydrogeologickoštruktúrneho hľadiska možno študované územie rozdeliť na hydrogeologický masív vulkanitov a na nádrže vrstvovej vody v sedimentárnych kolektoroch polygenetického charakteru a rozličného veku. V prvom prípade je pre pevné vulkanické horniny typická puklinová, v druhom medzizrnová priepustnosť. Infiltračné územie je oblasťou najvyšších častí morfologických elevácií. Najvyšší na ňom je štítový vulkán Guazapa (1420 m n. m.) a hornaté pásmo na Z územia.

Najpriaznivejšie podmienky na akumuláciu a obeh podzemnej vody má polygenetická výplň depresie, ktorú litologicky reprezentujú zmiešané sedimenty piesku, štrku, preplavenej pemzy a pravdepodobne aj lakustrické sedimenty a diatomity.

Miesta odvodňovania kolektorov bývajú na tektonicky porušených miestach, na kontaktoch (San Pedro, Las Flores, Los Caballeros, La Toma) puklinovopriepustných hornín s veľmi slabo priepustnými pyroklastikami a vulkanického popola. Významnejšie pramene odvodňujúce komplex sú zachytené na zásobovanie obcí pitnou vodou (El Molino).

Pri terénnych prácach sa merala hĺbka vody, jej teplota, pH, konduktivita a v niektorých prípadoch aj TDS a zisto-

val sa obsah CO_2. Zmeralo sa 136 objektov a na analýzu sa z nich odobralo 15 vzoriek vody. Údaje o ďalších 115 objektoch pochádzali z predchádzajúceho výskumu. Pre absenciu niektorých iónov sa na základe fyzikálnochemickej analýzy nedali vyčleniť chemické typy podzemnej vody. Sledované parametre bolo možno porovnať s limitmi salvádorskej normy pre pitnú vodu platnými od roku 1999. Nadlimitné hodnoty sa zistili pri K^+, Ca^{2+}, Cl^-, SO_4 a NO_3. Prirodzený je vysoký obsah kremičitanov.

Pri tridsiatich šiestich najkompletnejších analýzach, ktoré vykonali pracovníci Vysokej školy banskej v Ostrave, sa urobila hydrochemická multiparametrická analýza dát a na jej základe sa vzorky rozdelili do skupín podľa počtu zistených chemických komponentov. Vyčlenili sa štyri skupiny dát, a to hydrochemicky odlišné typy podzemnej vody fluviálnych sedimentov rieky Río Lempa, podzemná voda puklinovopriepustných hornín v povodí rieky Río Guazapa, skupina všetkých ostatných vzoriek a jedna vzorka s úplne odlišným chemizmom.

Vstupné dáta majú nízku úroveň pravdivosti, analýzy sú často dopočítané a podzemná voda pravdepodobne kontaminovaná, lebo úplne chýba kanalizácia, čistiarne odpadovej vody a septiky sú v bezprostrednej blízkosti zdrojov pitnej vody slúžiacich na individuálne zásobovanie a pod.

Úroveň kontaminácie podzemnej vody konkrétnymi polutantmi je doteraz neznáma a jej vývoj sa systematicky sleduje iba pri niektorých tokoch na vybraných odberných miestach. Vypúšťanie odpadovej vody v súčasnosti nie je nijako legislatívne regulované a vodárenské zdroje nemajú vymedzené ochranné pásma. Na sledovanom území sa vykonáva priemyselná a poľnohospodárska činnosť. Husto osídlená je medzihorská plochá depresia, ktorú tvorí výplň polygenetických sedimentov bez krycej vrstvy izolantov chrániacich podzemnú vodu pred priamym znečisťovaním, a preto je z hľadiska kvality veľmi ľahko zraniteľná. Z kvantitatívnej stránky sú však tieto kolektory výdatnými zdrojmi podzemnej vody.

Salvádorská strana má veľký záujem o hodnotenie zraniteľnosti zdrojov podzemnej vody viažucich sa na všetky druhy kolektorov na území celého štátu, ale pre chýbanie informácií a základných dát v daných podmienkach nemožno na to aplikovať nijakú zo známych na tento cieľ používaných metód (napr. DRASTIC). Vo vybranom povodí v záujmovej oblasti, teda v povodí rieky Río Matizate, sa dá zraniteľnosť kolektorov podzemnej vody akýmikoľvek potenciálnymi zdrojmi znečisťovania posudzovať iba podľa litológie a morfológie terénu.

Výsledkom hydrogeologickej štúdie 2004 je hydrogeologická mapa územia v mierke 1 : 50 000, mapa zraniteľnosti povodia rieky Río Matizate, hodnotenie hydrogeologických pomerov územia v textovej správe a zistenie celkovej situácie na plánovanie ďalších etáp prieskumu.

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 418–419

Hydrogeológia ako súčasť geologického prieskumu životného prostredia

LADISLAV TOMETZ a LUCIA KOČÍKOVÁ

Katedra geológie a mineralógie FBERG TU, Park Komenského 15, 043 84 Košice, Slovenská republika

(Doručené 27. 4. 2005)

Hydrogeology as an integral part of geological survey of living environment

Regarding the historical evolution of geological sciences, their recent and future use, the hydrogeology has a key position in forming and protection of living environment. In Slovakia the first hydrogeological tasks related to living environment were dealing with the protection of sources of underground water against industrial pollution. Besides the qualitative protection of underground water the recent solution of various negative influences on Earth hydrosphere pais attention also for its quantitative protection. In the very near future the role of hydrogeology in geological survey of living environment will consist mainly in gradual implementation of Directive 2000/60/ES about multinational approach to use and protection of sources of underground water in European Union.

Key words: hydrogeology, protection of living environment, underground water, pollution

Minulosť a súčasnosť

V historickom vývoji geologických vied sa s rozvojom činností človeka a jeho vplyvu na prírodu vyvinuli aj samostatné vedné disciplíny zaoberajúce sa využívaním a ochranou zemských zdrojov. Otázkam účasti geológie na riešení otázok životného prostredia v celosvetovom meradle začali odborníci venovať zvýšenú pozornosť začiatkom 60. a na Slovensku na začiatku 70. rokov 20. stor. V tom čase bola nosnou hydrogeologickou a environmentálnou témou ochrana zdrojov podzemnej vody, najmä pred priemyselným znečisťovaním.

Prvé skúsenosti a poznatky z tejto oblasti boli hlavne z vplyvu prepravy a spracúvania ropy a jej produktov. V trase ropovodu na Slovensku sa zisťoval jeho vplyv na významné zdroje podzemnej vody využívané na zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou. Kľúčové boli práce na Žitnom ostrove (Kala et al., 1976), kde bol významným zdrojom znečisťovania aj náš najväčší petrochemický závod – Slovnaft Bratislava.

Ochrane zdrojov podzemnej vody, ako aj životnému prostrediu oblasti ako celku sa venuje pozornosť od konca 70. rokov 20. stor. po súčasnosť (Vilinovič et al., 2004, a i.).

Významnejšie práce súvisiace so vzťahom priemyselnej činnosti k ochrane podzemnej vody sa v 70. a 80. rokoch 20. stor. vykonávali aj na Východoslovenskej nížine (Ostrolucký a Petrivaldský, 1982, a i.), v Košickej kotline, v Slovenskom krase (Šalagová, 1974) a na strednom a dolnom toku Hrona.

Pozornosť hydrogeológov sa v 80. a 90. rokoch sústredovala najmä na ochranu podzemnej vody a sanáciu území, na ktorých po roku 1968 boli vojenské objekty Sovietskej armády. Išlo najmä o lokalitu Sliač – Vlkanová, VVP Lešť, Nemšová, Rimavská Sobota, Jelšava, Rožňava, Komárno a Ružomberok (Ondrejčáková et al., 1998). V rovnakom období sa výraznejšie negatívne prejavil aj útlm baníctva na Slovensku, pri ktorom sa často nekontrolovane zatápali vyťažené podzemné priestory (Slovinky, Smolník, Rudňany a pod.). Na to nadviazala aj úprava nerastov a ukladanie odpadu a jeho vplyv na kvalitu podzemnej vody (Žiar nad Hronom, Sereď a i.).

Táto problematika sa v mnohých prípadoch rieši až do súčasnosti, a to hlavne na lokalitách znečistených masívnym únikom ropných látok (Čierna nad Tisou, Čaňa, Belža, Sliač a i.), ale výnimkou nie sú ani iné zdroje znečisťovania (skládky komunálneho odpadu, poľnohospodárstvo, doprava a pod.).

Pri postupnom raste prípadov, pri ktorých sa sledovala ochrana zdrojov podzemnej vody pred priemyselným, poľnohospodárskym a iným znečisťovaním, sa zdokonaľovala metodika prieskumu a sanácie a nevyhnutnosťou sa stala aj koncepcia právnych opatrení na riešenie danej problematiky. Základným právnym predpisom na vykonávanie takýchto prác je geologický zákon (313/1999 Z. z.) a z neho vychodiaca vyhláška (141/2000 Z. z.). V nich sa v rámci geologických prác okrem iného vyčlenil aj hydrogeologický a geologický prieskum životného prostredia.

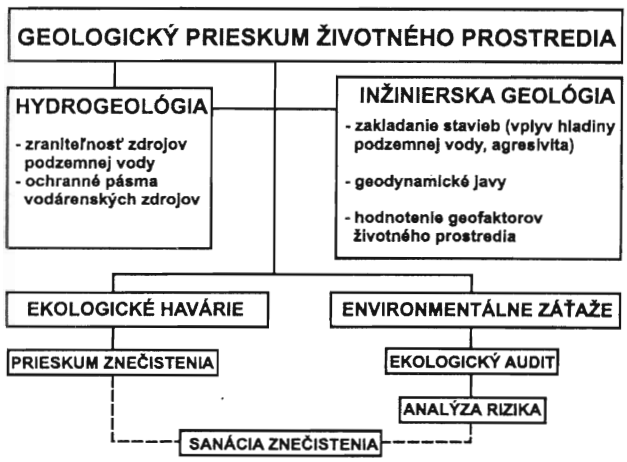
Hydrogeologickým prieskumom sa skúmajú zdroje podzemnej aj termálnej vody, prírodné liečivé zdroje a zdroje minerálnej stolovej vody, zisťuje sa a overuje množstvo a akosť vody a spracúvajú sa geologické podklady na využívanie zdrojov a ich ochranu.

Hydrologickým prieskumom sa skúmajú zdroje podzemnej aj termálnej vody, prírodné liečivé zdroje a zdroje minerálnej stolovej vody, zisťuje sa a overuje množstvo a akosť vody, spracúvajú sa geologické podklady na exploa-

táciu zdrojov a ich ochranu a geologickým prieskumom životného prostredia sa zisťujú a overujú geologické činitele vplývajúce na prostredie – vrátane antropogénnych – a navrhujú sa sanačné opatrenia.

V rámci hydrogeologického prieskumu treba pri ochrane zdrojov podzemnej (aj povrchovej) vody 1. vypracovať metodické postupy hodnotenia zraniteľnosti zdrojov, ale aj upraviteľnosti ich kvality a kvantity a 2. pripraviť legislatívne normy na určovanie ochranných pásiem vodárenských zdrojov a na ich využívanie.

Podstatne zložitejšia je úloha hydrogeológie pri geologickom prieskume životného prostredia, lebo sa týka viacerých sfér a druhov činnosti, hlavne kvality podzemnej vody, no aj ich negatívneho vplyvu na životné prostredie. Pri obidvoch sférach je aplikovateľná nasledujúca schéma.



Budúcnosť

Pri transpozícii legislatívy EÚ do nášho právneho systému je už teraz nevyhnutné implementovať smernicu 2000/60/ES o nadnárodnom prístupe k využívaniu a ochrane zdrojov podzemnej vody v rámci celej únie. Táto smernica pokladá podzemnú vodu za kontaminovanú, už keď jej povrch dosiahne prvá molekula znečistenia, a preto vo výskume bude nevyhnutné sledovať procesy, na ktoré sa znečistenie spravidla viaže a infiltráciou zrážok sa spravidla transportuje na hladinu podzemnej vody. Legislatívne sa musia presne vymedziť kompetencie pri ekologickom audite, analýze rizík a pri sanácii znečistenej pôdy a vody.

V budúcnosti bude dôležité aj spracúvanie podkladov na optimalizáciu plošnej ochrany zdrojov podzemnej vody využívaných na hromadné zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou. Mimoriadne významnú úlohu by v budúcnosti pri hodnotení pôvodu, rozsahu a degradácie znečistenia mala mať organická geochémia.

Nevyhnutný bude aj vývoj stále dokonalejších technických prostriedkov na monitoring kvantitatívnych a kvalitatívnych hydrogeologických prvkov. Bezprostredne s tým súvisí aj využívanie výpočtovej techniky s aplikáciou numerického modelovania a spracúvania formou geografických informačných systémov (GIS).

Literatúra

Kala, M., et al., 1976: Ropovod – Žitný ostrov, ochrana podzemných vôd – II. etapa. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava, 46.*

Ondrejčáková, R., et al. 1998: Geologické a sanačné práce vo vojenských útvaroch po odchode sovietskej armády. *Podzemná voda 4, 2. SAH Bratislava, 8–11.*

Ostrolucký, J., & Petrivaldský, P., 1982. Čierna nad Tisou – ochrana podzemných vôd. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava, 14.*

Šalagová, V. 1974: Ochrana podzemných vôd v trase ropovodu Košická kotlina – Slovenský kras. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava, 60.*

Vilinovič, V., et al., 2004: Bratislava – Slovnaft IX – záverečná správa geologickoprieskumných a sanačných prác pre hydraulickú ochranu podzemných vôd v hornej časti Žitného ostrova. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava, 44.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 420–422

Hydrogeologická štruktúra minerálnej vody Ľubovnianskych kúpeľov

DANIEL MARCIN[1] a MICHAL ZAKOVIČ[2]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
[2]Ondrejovova 16, 821 03 Bratislava, Slovenská republika

(Doručené 27. 4. 2005)

Hydrogeological structure of mineral waters in Ľubovňa Spa

Mineral waters in Ľubovňa Spa are formed in the tectonic fault zones of the Šambron Member. Precipitation waters flow downwards thus getting enriched in T. D. S. content. The process is enhanced by inflow of CO_2 to tectonic zones. Mineral waters in Ľubovňa Spa are of the Mg-Ca-HCO_3 and Mg-Ca-Na-HCO_3 chemical type. The ascent of mineral waters in discharge areas is bound to combination of a NE–SW striking tectonic line and the barrier of the Huty Formation. Hydrogeological structure of mineral waters in Ľubovňa Spa can be classified as open hydrogeological structure with infiltration area in Levočské vrchy Mts.

Key words: mineral water, hydrogeological structure, chemical composition of mineral water, Paleogene sediments, Levočské vrchy Mts.

Geologická a tektonická stavba

Hydrogeologickú štruktúru Ľubovnianskych kúpeľov budujú sedimenty vnútrokarpatského paleogénu reprezentované podtatranskou skupinou a výverovú oblasť horniny hutianskeho a šamronského súvrstvia (obr. 1 a 2). Na tektonickom kontakte v údolí Ľubovnianky sa stretáva ílovcová fácia hutianskeho súvrstvia a fácia, ktorú tvoria zlepencové vrstvy (šambronské vrstvy). Zaujímavé postavenie v území má šambronské súvrstvie vystupujúce na tektonickom zlome v doline Ľubovnianky, ktorého prítomnosť je daná značne diferencovaným podložím paleogénu karpatského bloku na kontakte so severoeurópskou platformou. Táto diferenciácia sa na povrchu prejavila ako muránsky poruchový systém, ktorý možno sledovať na prudkom zmene smeru toku Popradu a na zmene priebehu vrstiev. Silné tektonické porušenie paleogénnych sedimentov dokumentujú aj vrty. Regionálne tektonické poruchy smeru SV–JZ a SZ–JV sa križujú priamo vo výverovej oblasti. Ostrá hranica hutianskeho súvrstvia a šambronských vrstiev na tektonickej poruche len potvrdzuje správnosť úvah o diferenciácii podložia paleogénu v blízkosti bradlového pásma, čo spôsobilo vyzdvihnutie šambronských vrstiev v pásme od Ľubovnianskych kúpeľov až po Sabinov (Plašienka in Soták et al., 1996).

Hydrochemická charakteristika minerálnej vody

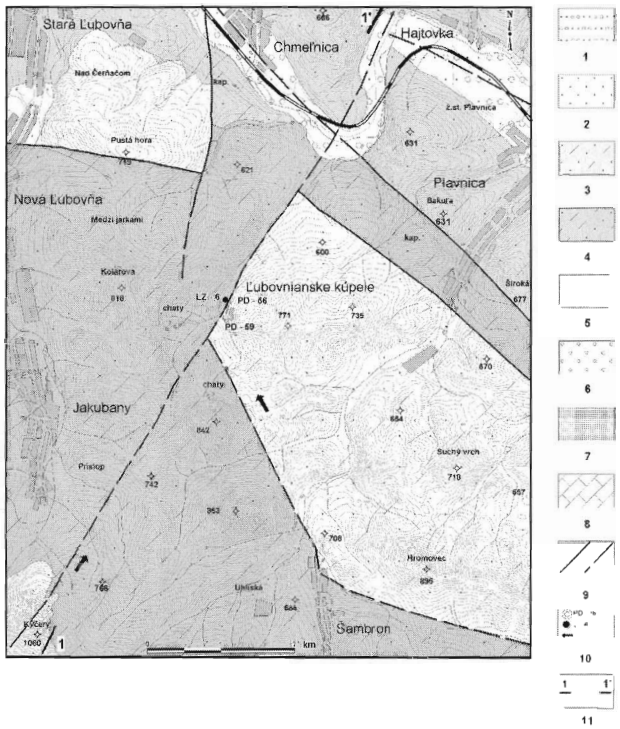
Voda vystupujúca na povrch v podobe prirodzených prameňov a hydrogeologického vrtu LZ-6 Veronika má charakter vody s petrogénnou mineralizáciou. Hlavným mineralizačným procesom zúčastňujúcim sa na formovaní jej chemického zloženia je rozpúšťanie karbonátov za prítomnosti CO_2. Minerálna voda z prameňa Andrej je Mg-Ca-HCO_3 a z vrtu LZ-6 Veronika Mg-Ca-Na-HCO_3 chemického typu s vyšším obsahom kyseliny kremičitej. Mineralizácia vody prameňa Andrej je okolo 2000 mg·l^{-1} a vrtu LZ-6 okolo 2300 mg·l^{-1}. Pri hĺbení vrtu LZ-6, hlbokom 176 m, sa v hĺbke 17–21 m zistil prítok minerálnej vody Na-Ca-Mg-HCO_3 (prelív 1,0 l·s^{-1}) a v úseku 96–111 m Mg-Ca-Na-HCO_3 (prelív 21 l·s^{-1}) chemického typu. Mg-Ca-HCO_3 zložku treba hľadať vo vrstvách polymiktného zlepenca šambronských vrstiev, a to v jeho spodnej časti, a ich hlavnou zložkou (60 %) sú vápencové a dolomitové okruhliaky, alebo v olistolistoch dolomitov šambronských vrstiev, ktoré boli dokumentované vo vrte Plavnica-1 v hĺbke 2300 m a majú overenú hĺbku 400 m (Rudinec et al., 1988).

Izotopové zloženie minerálnej vody (tab. 1) vrtu LZ-6 a prameňa Andrej dokazuje, že v obidvoch prípadoch ide o vodu meteorického pôvodu.

Podmienky formovania minerálnej vody

Vývery minerálnej vody v údolí Ľubovnianky sa viažu na tektonický kontakt ílovcovej fácie hutianskeho súvrstvia a fácie, ktorú tvoria zlepencové vrstvy (šambronské vrstvy). Značná výdatnosť zdroja LZ-6, ktorá bola pôvodne 11 l·s^{-1} a teraz sa pohybuje od 0,4 do 6,4 l·s^{-1}, súvisí najmä s križovaním tektonických zlomov smeru SV–JZ a SZ–JV, s výskytom vrstiev hrubozrnného pieskovca, polymiktného zlepenca, ako aj CO_2.

Tranzitnoakumulačnú oblasť budujú horniny hutianskeho súvrstvia (šambronské vrstvy) postihnuté tektonickými



Obr. 1. Geologická mapa okolia Ľubovnianskych kúpeľov (upravil Marcin podľa Grossa et al. 1999). 1 - aluvium rieky Poprad, 2 - bielopotocké súvrstvie (BP), 3 - zuberecké súvrstvie (ZS), 4 - hutianske súvrstvie (HS), 5 - šambronské vrstvy (ŠV), 6 - borovské súvrstvie (BS - len v reze), 7 - bradlové pásmo (BP - len v reze), 8 - predterciérne podložie (MZ - len v reze), 9 - zlom/predpokladaný zlom, 10 - prameň minerálnej vody, hydrogeologický vrt, smer prúdenia minerálnej vody, 11 - línia rezu.

Fig. 1. Geological map of area around Ľubovňa Spa (modified by Marcin after Gross and others 1999). 1 - alluvium of the Poprad river, 2 - Biely potok Formation, 3 - Zuberec Formation, 4 - Huty Formation, 5 - Šambron Member, 6 - Borové Formation (only cross-section), 7 - Klippen Belt (only cross section), 8 - pre-Tertiary substratum (only cross section), 9 - fault, inferred fault, 10 - spring of mineral water, hydrogeologic well, direction flow of mineral waters, 11 - line of cross sections.

Tab. 1
Izotopové zloženie minerálnej vody a obyčajnej vody Ľubovnianskych kúpeľov
Isotopic composition of mineral waters and fresh water in Ľubovňa Spa

Zdroj	Dátum odberu	$\delta^{18}O_{SMOW}$ [‰]	δD_{SMOW} [‰]
obyčajná voda*	2003	-10.5	-82
Andrej (PD 56)*	2003	-10.6	-84
LZ-6 (Veronika)*	2003	-10.7	-80.4
LZ-6 (Veronika)**	1996	-10.63	-75.6

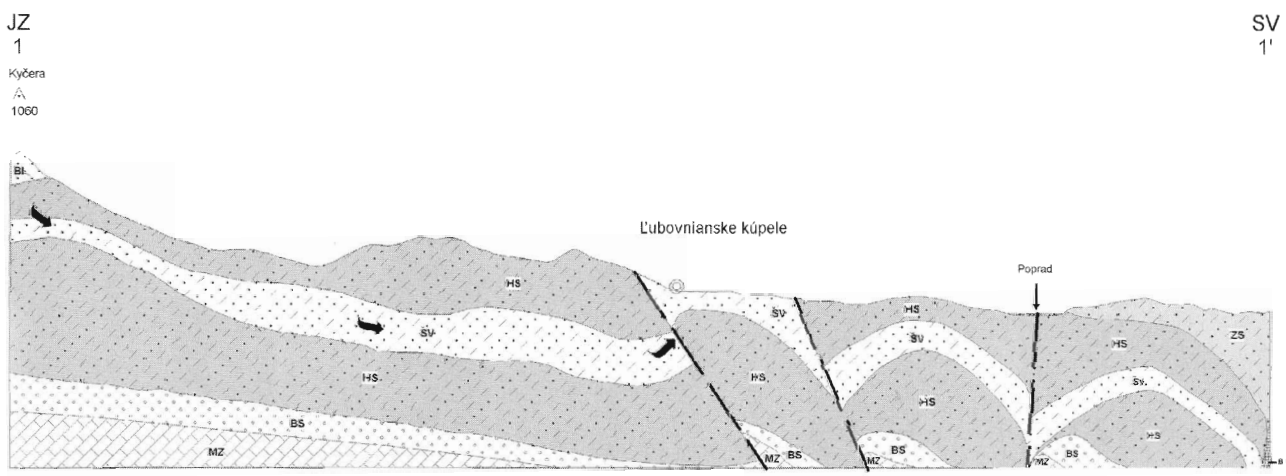
Pôvod údajov: *Michalko in Zakovič a Halečka, 2004
**Michalko a Fendek, 2002

Data taken after: *Michalko in Zakovič and Halečka, 2004
**Michalko and Fendek, 2002

poruchami veľkého hĺbkového dosahu. Minerálna voda, zostupujúca po tektonických poruchách sa pod vplyvom CO_2 vystupujúceho z hĺbky dostáva až na povrch. Tektonické poruchy smeru SV–JZ prechádzajú z výverovej oblasti cez tranzitnoakumulačnú až do výverovej oblasti a tvoria jednotnú hydrogeologickú štruktúru.

Infiltračná oblasť minerálnej vody hydrogeologickej štruktúry Ľubovnianskych kúpeľov je na J od tranzitnoakumulačnej oblasti. Tvorí ju kóta Kýčera (1060 m n. m.) a Príslop (742 m n. m.), budované horninami bielopotockej a hutianskej jednotky, a istá časť podzemnej vody môže pochádzať aj z východnej časti, ktorú buduje šambronské súvrstvie.

Hydrogeologická štruktúra zdrojov minerálnej vody Ľubovnianskych kúpeľov má všetky atribúty otvorenej hydrogeologickej štruktúry.



Obr. 2. Schematický rez hydrogeologickou štruktúrou minerálnej vody Ľubovnianskych kúpeľov (Marcin podľa Grossa et al. 1999, a Plašienku in Šotak et al. 1996).

Fig. 2. Schematic cross section through hydrogeological structure of mineral water in Ľubovňa Spa (Marcin after Gross and others 1999 and Plašienka in Šotak and others 1996).

Literatúra

Gross, P., Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Maglay, J., Halouzka, R., Karoli, S., Nagy, A., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Janočko, J., Jetel, J., Kubeš, P., Kováčik, M., Žáková, E., Mello, J., Polák, M., Siráňová, Z., Samuel, O., Snopková, V., Raková, J., Zlinská, A., Vozárová, A., & Žecová, K., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR, 239.*

Michalko, J., & Fendek, M., 2002: Environmental isotopes in groundwaters of Levočská kotlina Basin. *In: J. Michalík, L. Šimon & J. Vozár (eds), Contributions to the 17. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association. Geol. Carpath. Spec. Issue 53, 231–234.*

Soták, J., & Bebej, J., 1996: Serpentinitic sandstones from the Šambron-Kamenica zone in Eastern Slovakia: Evidence of deposition in a Tertiary collision belt. *Geol. Carpath., 47, 4, 227–238.*

Rudinec, R., Smetana, J., & Stankovská, A., 1989: Záverečná správa o vyhľadávacom prieskume – vnútorný flyš. Vyhľadávací prieskum na štruktúre Plavnica (vrt Plavnica-1 a 2). *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Zaković, M., & Halečka, J., 2004: Podklad pre návrh ochranných pásiem prírodného zdroja minerálnej vody LZ-6 Veronika s názvom Lubovnianka v Novolubovnianskych kúpeľoch. *Manuskript – archív Inšpektorátu kúpeľov a žriedel, MZ SR.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 423–424

Aplikácia nepriamej hydrometrickej metódy odhadu prietočnosti v neovulkanitoch východného Slovenska

STANISLAV OLEKŠÁK[1] a JÁN JETEL[2]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Markušovská cesta 1, 052 40 Spišská Nová Ves, Slovenská republika;
[2]Šrobárova 48, 058 01 Poprad, Slovenská republika

(Doručené 27. 4. 2005)

Applying indirect hydrometric method of transmissivity estimate in neovolcanic rocks of Eastern Slovakia

Indirect hydrometric methods estimate the geohydraulic parameters from the base flow. The applied method estimates valley bottom transmissivity from the values of base flow and the inclination of main draining stream. The method was applied in 12 partial drainage basins in mountain areas of neovolcanic rocks. The estimate reliability depends on drainage basin area. Two empiric corrections of the theoretical equation were derived.

Key words: hydrometric estimate of transmissivity, base flow, neovolcanic rocks

V horských terénoch s nedostatkom priamych údajov o hydraulických parametroch hornín z vrtov možno používať nepriame hydrometrické metódy odhadu prietočnosti z údajov o základnom odtoku z povodia (z výsledkov merania prietokov v povrchových tokoch). Metóda odhadu priemernej dnovej (dolinovej) prietočnosti (Jetel a Kullman, 1987; Jetel, 1997, 2002) vychádza z interpretácie vzťahu základného odtoku k celkovej dĺžke a sklonu hlavného povrchového toku (Jetel a Kullman, 1987) a má tvar

$$T_{od} = Q_p/(z_2 - z_1) \qquad (1)$$

kde T_{od} je odhad priemerného koeficienta dnovej (dolinovej) prietočnosti ($m^2 \cdot s^{-1}$), Q_p základný odtok ($m^3 \cdot s^{-1}$), z_1 nadmorská výška bodu, v ktorom hlavný drenážny povrchový tok opúšťa skúmané povodie a pre ktorý sa stanovil základný odtok, a z_2 nadmorská výška začiatočného bodu hlavného drenážneho toku. Presnejšie možno hodnotu T_{od} interpretovať ako odhad priemernej prietočnosti pripovrchovej zóny v dnách dolín, na ktorej sa popri vlastnej prietočnosti dnovej (dolinovej) kategórie do istej miery zúčastňuje aj prietočnosť puklinových zón prechádzajúcich dolinami (Jetel, 2002).

Predmetom aplikácie metódy vychádzajúcej z rovnice (1) na neovulkanity Vihorlatských a Slanských vrchov (Olekšák, 2004) boli čiastkové povodia charakterizované v tab. 1.

F (km^2) je plocha povodia, Q_p priemerný základný odtok, $G(T_w)$ geometrický priemer koeficienta prietočnosti T_w z hydrodynamických skúšok vo vrtoch, n počet údajov na stanovenie $G(T_w)$, * podľa Baja a Szabovej (1976), ** aritmetický priemer z údajov Leitmanna (1995) a Halušku et al. (1980) s výnimkou *** Q_p povodia Teplice (Bindas et al., 1990).

Odhad T_{od} podľa rovnice (1) v povodiach do 20 km^2 (n = 6, tab. 2) dosahuje 2–57 % skutočnej priemernej

Tab. 1
Základné charakteristiky hodnotených povodí neovulkanitov
Principal characteristics of evaluated drainage basins of neovolcanic rocks

región	lokalita	tok	F (km^2)	Q_p ($m^3 \cdot s^{-1}$)	n	$G(T_w)$ ($m^2 \cdot s^{-1}$)
Vihorlatské vrchy	Jovsa	Jovsiansky potok	19.80	*0.06231	4	$1.12 \cdot 10^{-3}$
	Kamienka	Kamenica	57.04	*0.25574	3	$6.53 \cdot 10^{-4}$
	Klokočov	Skalný potok	9.45	*0.00601	9	$7.05 \cdot 10^{-4}$
	Kusín	Kusínsky potok	9.15	*0.01349	4	$9.11 \cdot 10^{-4}$
	Remetské Hámre	Okna	37.99	*0.23490	12	$7.58 \cdot 10^{-4}$
	Vyšná Rybnica	Okna	55.84	*0.26975	16	$7.89 \cdot 10^{-4}$
Slanské vrchy	Opiná	Olšava	62.95	**0.08864	4	$2.61 \cdot 10^{-4}$
	Zámutov	Zámutovský potok	11.50	**0.03839	3	$2.30 \cdot 10^{-4}$
	Juskova Voľa	Lomnica	34.89	**0.05985	4	$3.92 \cdot 10^{-4}$
	Dávidov	Olšava	35.25	**0.05113	5	$6.02 \cdot 10^{-4}$
	Bačkov	Bačkovský potok	13.51	**0.02394	3	$1.58 \cdot 10^{-3}$
	Zemplínska Teplica	Teplica	2.77	***0.00551	2	$1.11 \cdot 10^{-3}$

Tab. 2
Porovnanie dolinovej prietočnosti podľa rovnice (1), (2), (3) s priemernou prietočnosťou $G(T_w)$ z hydrodynamických skúšok vo vrtoch
Comparison of flow capacity according to formula (1), (2) and (3) with the mean flow capacity $G(T_w)$ from hydrodynamic tests in boreholes

lokalita – tok	F (km²)	T_{od} (m²·s⁻¹)	$T_{od}/G(T_w)$	(2)/$G(T_w)$	(3)/$G(T_w)$
Zemplínska Teplica – Teplica	2.77	$4.41 \cdot 10^{-5}$	0.04	0.71	1.44
Kusín – Kusínsky potok	9.15	$2.74 \cdot 10^{-5}$	0.03	0.92	0.19
Klokočov – Skalný potok	9.45	$1.45 \cdot 10^{-5}$	0.02	1.31	0.13
Zámutov – Zámutovský potok	11.50	$1.32 \cdot 10^{-4}$	0.57	2.93	2.84
Bačkov – Bačkovský potok	13.51	$7.98 \cdot 10^{-5}$	0.05	0.46	0.21
Jovsa – Jovsiansky potok	19.80	$1.18 \cdot 10^{-4}$	0.11	0.61	0.29
Juskova Voľa – Lomnica	34.89	$3.63 \cdot 10^{-4}$	0.93	1.49	1.38
Dávidov – Olšava	35.25	$2.49 \cdot 10^{-4}$	0.41	1.03	0.61
Remetské Hámre – Okna	37.99	$7.12 \cdot 10^{-4}$	0.94	0.70	1.28
Vyšná Rybnica – Okna	55.84	$6.15 \cdot 10^{-4}$	0.78	0.69	0.72
Kamienka – Kamenica	57.04	$6.37 \cdot 10^{-4}$	0.98	0.83	0.88
Opiná – Olšava	62.95	$3.00 \cdot 10^{-4}$	1.15	2.30	0.93

(2), (3) je odhad T_{kod} podľa rovnice (2) a (3)

prietočnosti (medián 5 %). Vo veľkých povodiach s plochou nad 35 km² (n = 6, tab. 2) je pomer $T_{od}/G(T_w)$ 0,41–1,15 s mediánom $T_{od}/G(T_w)$ 0,94. Pri väčšom počte povodí s plochou nad 35 km² tak možno z odhadov dolinovej prietočnosti T_{od} podľa rovnice (1) stanoviť výslednú strednú hodnotu (najlepšie ako aritmetický priemer vážený podľa plochy povodí $M_w(T_{od})$), ktorá aproximuje priemernú prietočnosť $G(T_w)$ z hydrodynamických skúšok vo vrtoch. Pomer vážených priemerov z odhadov dolinovej prietočnosti T_{od} k váženým priemerom z priemernej prietočnosti z vrtov v povodiach s plochou nad 35 km² je $M_w(T_{od})/M_w(G(T_w)$ 0,86 (n = 6).

Ďalšie overenie ukázalo, že na nepriamy odhad skutočnej priemernej prietočnosti v dolinách skúmaných oblastí možno popri rovnici (1) použiť aj empirickú rovnicu

$$T_{kod} = T_{od}^{-0.1408} \cdot 10^{-3.717} \qquad (2)$$

a

$$T_{kod} = T_{od}/(2 \cdot 10^{-8} \cdot F - 0{,}0279) \qquad (3)$$

Rovnica (2) a (3) poskytujú korigovaný odhad T_{kod} skutočnej priemernej prietočnosti v dnách dolín v podmienkach skúmaných oblastí. Rovnica (2) sa odvodila z lineárnej regresnej závislosti medzi T_{od} a pomerom $T_{od}/G(T_w)$ s koeficientom determinácie r^2 0,877 a štatistickou istotou P 99,99 % (n = 12), rovnica (3) z lineárnej regresnej závislosti medzi plochou povodia F a pomerom $T_{od}/G(T_w)$ s r^2 0,754 a P 99,98 % (n = 12). Porovnanie odhadov dolinovej prietočnosti podľa rovnice (1), (2) a (3) s priemernou prietočnosťou $G(T_w)$ z hydrodynamických skúšok uvádza tab. 2.

V čiastkových povodiach s plochou do 35 km² odporúčame na nepriamy odhad priemernej prietočnosti používať ako relatívne najvhodnejšiu rovnicu (2). S výnimkou Zámutovského potoka (tab. 2: hodnota (2)/$G(T_w)$ = 2,93, odhad T_{kod} podľa rovnice (2) = $6{,}75 \cdot 10^{-4}$ m²·s⁻¹) je pomer (2)/$G(T_w)$ 0,46–1,31 s mediánom 0,82 (n = 5). Nemožno vylúčiť, že sa v niektorých povodiach s plochou pod 35 km² pri aplikácii rovnice (2) výraznejšie nadhodnotí nepriamy odhad. Pri povodí Zámutovského potoka však nevylučujeme vplyv iného, neidentifikovaného faktora, lebo aj pomer $T_{od}/G(T_w)$ v skupine šiestich povodí menších ako 35 km² dosiahol extrémne maximum 0,57, kým vo zvyšných piatich povodiach bol 0,02–0,11 s mediánom 0,04.

Za výslednú priemernú hodnotu prietočnosti v dolinách z viacerých hodnotených povodí bez ohľadu na ich veľkosť odporúčame udávať aritmetický priemer vážený podľa plochy povodí $M_w(T_{kod})$. Výpočet odporúčame robiť z korigovaných odhadov T_{kod} podľa rovnice (2) alebo aj (3). Pomer vážených priemerov korigovaných odhadov T_{kod} podľa rovnice (2) a (3) k váženým priemerom z priemernej prietočnosti z vrtu $M_w(T_{kod})/M_w(G(T_w)$ má rozpätie 0,93–0,77 (n = 12).

Ďalší výskum na overenie empirických poznatkov z aplikácie uvedenej metódy odporúčame zamerať na stredoslovenské neovulkanity, presnejšie na konkretizáciu a ďalšiu optimalizáciu odporúčaných rovníc v podmienkach tejto oblasti.

Literatúra

Bajo, I., & Szabová, A., 1976: Vihorlat – Popričný, vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Záverečná správa s ocenením zásob podzemných vôd k 30. 10. 1974. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava, 181.*

Bindas, Ľ., Fendeková, M., Šimonič, M., & Medveďová, M., 1990: Zemplínska Teplica – vyhľadávací prieskum – hydrogeológia. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava, 83.*

Haluška, M., Kazmuková, M., & Petrivaldský, P., 1980: Slanské pohorie – hydrogeológia. Záverečná správa z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava, 206.*

Jetel, J., 1997: Metodické postupy hodnotenia priemernej prietočnosti a priepustnosti v horských oblastiach nepriamymi metódami. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava, 85.*

Jetel, J., 2002: Hodnotenie priemernej prietočnosti a priepustnosti v horských územiach nepriamymi metódami. *Podzemná voda, Bratislava, 7, 2, 24–30.*

Jetel, J., & Kullman, E., 1987: Nepriame stanovenie priemernej prietočnosti horninových telies pre zostavovanie hydrogeologických máp. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava, 83.*

Leitmann, Š., 1995: Prehodnotenie zásob podzemných vôd v hydrogeologickom rajóne VN-111 Neovulkanity Slanských vrchov. *Manuskript – archív SHMÚ Bratislava, 133.*

Olekšák, S., 2004: Využitie nepriamych metód hodnotenia priemernej prietočnosti a priepustnosti v horských oblastiach neovulkanitov. [Dizertačná práca.] *Manuskript – archív PFUK Bratislava, 80.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 425–426

Geochémia riečnych sedimentov povodia Popradu

SILVESTER PRAMUKA

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Markušovská cesta 1, 052 01 Spišská Nová Ves, Slovenská republika, pramuka@gssrcsnv.sk

(Doručené 6. 5. 2005)

Geochemistry of Poprad river Basin stream sediments

On the basis of stream sediments composition we distinguished in Poprad river Basin different areas described by different geology and different contens of determined elements. For this purpose we modify index of environment risk to form $I_{OP} = \Sigma (AK_i/PK_i)$.

Key words: stream sediments, Poprad river Basin, geochemistry

Úvod

Chemické zloženie geologického prostredia sa priamo alebo nepriamo odráža v konaní človeka a ovplyvňuje ho, a preto sa už dlhší čas zisťujú chemické vlastnosti abiotickej zložky životného prostredia (hornín, minerálov a pod.). Jedným z médií citlivo reagujúcich na skladbu vrchnej časti zemskej kôry sú riečne sedimenty. Ich chemizmus sa v ostatných rokoch skúma stále presnejšími chemickými metódami. Zloženie riečnych sedimentov odráža stavbu geologického prostredia a signalizuje reálne alebo aj potenciálne znečistenie spôsobené antropogénnou činnosťou.

Vplyv geologického prostredia i znečistenia sme sledovali v povodí Popradu, kde sa v posledných rokoch vykonávalo viac geologických prác. Na štúdium chemizmu sme využili vzorky odobrané v rámci prípravy Geochemického atlasu Slovenskej republiky (Pramuka et al., 1999), regiónu Vysokých Tatier (Pramuka et al., 1977), povodia Popradu a hornej Torysy (Pramuka et al., 2004). Na ploche 1600 km^2 sa dovedna odobralo 1253 vzoriek sedimentov.

Spôsob hodnotenia chemického zloženia riečnych sedimentov

Vzorky sa odobrali pri plnení úloh v rokoch 1991–2002 a spracúvali sa jednotnou analytickou metodikou. Počet študovaných prvkov v rámci úloh bol rozdielny a sledovali sme As, Cd, Co, Cr, Cu, Hg, Ni, Pb, V a Zn. V súbore sú veľké rozdiely v obsahu prvkov (napr. medzi Hg a Cr), ako aj v jeho rozsahu (hlavne pri Cr, Ni, Zn a As).

Z analytického súboru sme zostrojili monoprvkové mapy. Z nich sa dali vyčítať niektoré odlišnosti vyplývajúce z rozdielneho geologického prostredia, ale na detailnejšiu charakteristiku sa musí využiť viac kombinácií medzi prvkami. Rozdiely medzi všetkými sledovanými prvkami sme sa usilovali vyjadriť na jednej mape. Istý návod nám poskytla práca Rapanta (2002), ktorý pri vyčleňovaní rizikových oblastí životného prostredia použil koeficient environmentálneho rizika v podobe vzorca

$$I_{ER} = \sum_{i=1}^{n} (AC_i/RC_i - 1)$$

I_{ER} – index environmentálneho rizika vzorky
AC_i – analytická koncentrácia i-tého prvku vzorky
RC_i – limitná (riziková) koncentrácia i-tého prvku vzorky

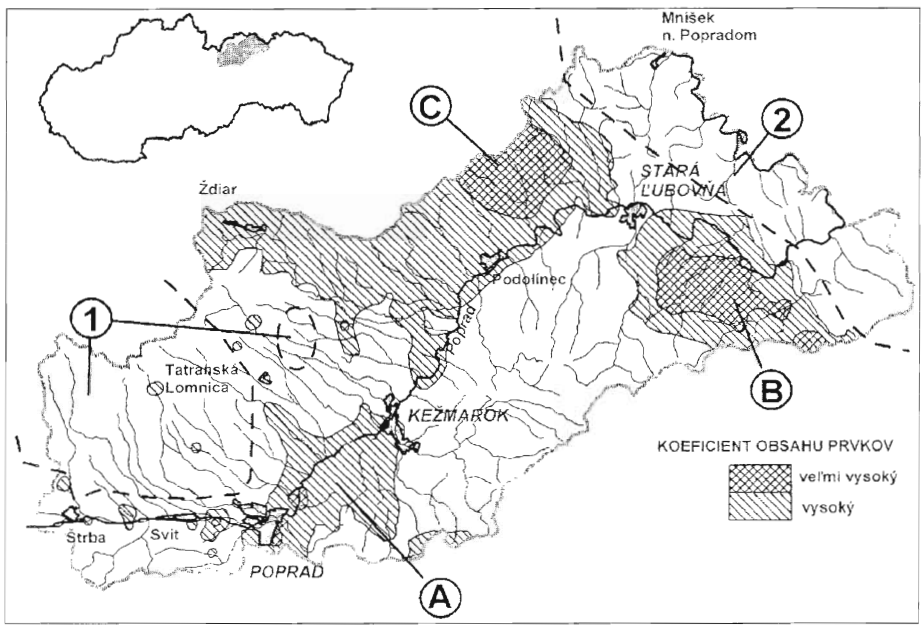
Autor (l. c.) na stanovenie najvyššieho obsahu prípustných látok v pôde ako limitnú použil koncentráciu C vyhlášky Ministerstva poľnohospodárstva SR (ďalej MP SR). Výsledkom je mapa a na jej základe vyčlenenie anomálnych oblastí, v ktorých má jeden a viac prvkov vyšší obsah, ako je limitná koncentrácia, ale stráca sa informácia o obsahu pod ňou.

Uvedený modifikovaný index označujeme ako index obsahu prvkov

$$I_{OP} = \sum_{i=1}^{n} (AK_i/PK_i)$$

I_{OP} – index (koeficient) obsahu prvkov vzorky
AK_i – analytická koncentrácia i-tého prvku vzorky
PK_i – porovnávacia koncentrácia i-tého prvku vzorky

Týmto spôsobom sa vyčleňujú aj oblasti regiónu, v ktorých má niekoľko prvkov nižší obsah, ako je porovnávacia koncentrácia. Akumuláciou vstupujúcich vyšších hodnôt pomeru prvkov s vysokým obsahom prvkov na jednej a s nízkym na druhej strane sa rozdiely zvýraznia



Obr. 1. Povodie Popradu s vyčlenenými oblasťami vysokého (A, B a C) a nízkeho (1 a 2) koeficienta obsahu prvkov v riečnych sedimentoch.

Fig. 1. Poprad drainage system with distinguished areas of high (A, B and C) and low (1 and 2) coefficients of element contents in river sediments.

a pri vhodnom stanovení porovnávacej koncentrácie jednotlivých prvkov sa odstráni disproporcia spôsobená rozdielnym obsahom prvkov navzájom.

Hodnotenie a záver

Podľa vypočítaného L_{OP} jednotlivých vzoriek sme zostrojili prehľadnú mapu (obr. 1). Ako porovnávaciu sme použili koncentráciu B limitu MP SR, ale dá sa použiť aj akákoľvek iná vhodná hodnota (aritmetický priemer, medián...). Vyčlenili sme oblasti nízkeho, vysokého a veľmi vysokého obsahu prvkov a ako hraničnú sme použili hodnotu 30, 70 a 95-ných percentilov. Na obrázku sú šrafou vyznačené oblasti s vysokým a s veľmi vysokým obsahom (A, B a C) a čiarou s nízkym obsahom (1 a 2) a oblasti sme podľa geológie územia a monoprvkových máp distribúcie prvkov charakterizovali takto:

– Pre oblasť A je charakteristický vyšší obsah Cu, Co, Ni, Hg a Pb a nízky Cd. Oblasť s veľmi vysokým obsahom je výraznejšie antropogénne znečistená. Patrí do nej oblasť Popradu a Svitu (menšia anomália lokalizovaná západnejšie), v ktorej je aj vyšší obsah As. Vyčlenené územie je z väčšej časti budované zubereckým súvrstvím paleogénu, ktoré tvorí typický flyš.

– V oblasti B a C je vysoký obsah Cu, Cr, Co a Ni. Oblasť C je podobne ako oblasť A budovaná zubereckým, kým B borovským súvrstvím – ílovcovými a siltovcovými vrstvami, ktoré výrazne prevažujú nad vrstvami pieskovca. Pre oblasť C je charakteristický vyšší obsah As, Cu, Co, Hg a V.

– V oblasti 1 má nižší obsah, ako je porovnávacia koncentrácia, As, Co, Cu, Cr a V, ale pozorovateľný je vyšší obsah Cd, Hg a Pb. Oblasť tvoria kryštalické horniny Vysokých Tatier, ako aj molasových sedimentov.

– Aj pre oblasť 2 je typická široká škála prvkov s nižším obsahom, a to As, Cd, Co, Cu, Hg, Ni, V a Pb. Z geologickej stránky ju tvoria horniny bradlového pásma a krynický vývoj vonkajšieho paleogénu.

Opísanou metodikou možno pomocou chemizmu rozličných geologických médií – v tomto prípade riečnych sedimentov – získať citlivejší odraz geologického prostredia na základe zloženia sledovaného média. Oblasti vyznačujúce sa veľmi vysokým obsahom prvkov sa zhodujú s oblasťami vyznačenými na základe indexu environmentálneho rizika, a tak použitá metodika vystihuje aj túto stránku hodnotenia chemizmu geologického prostredia.

Literatúra

Pramuka, S., Bodiš, D., Cicmanová, S., Gluch, G., Mackových, D., Marsina, K., Olekšák, S., Rapant, S. & Záhorová, L., 1999: Záverečná správa úlohy Geochemický atlas SR, časť I – riečne sedimenty. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava, 42.*

Pramuka, S., Hanzel, V., Klukanová, A., Marsina, K., Rapant, S., Šimeková, J., Martinčeková, T., Berzáková, M., Baliak, F., Hrašna, M., Čurlík, J., & Šefčík, P., 1997: Súbor regionálnych máp geofaktorov životného prostredia regiónu Vysoké Tatry a Ružomberok – Liptovský Mikuláš v mierke 1 : 50 000. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava, 25.*

Pramuka, S., Bačo, P., Čurlík, J., Čížek, P., Gluch, A., Janočko, J., Kohút, M., Marsina, K., Olekšák, S., Petro, L., Polaščinová, E., Polc, R., Repčiak, M., Siráňová, Z., Smolárová, H., Stercz, M., Stupák, Š., Šefčík, P., & Záhorová, L., 2004: Súbor máp geofaktorov životného prostredia regiónu povodia Popradu a hornej Torysy. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava, 69.*

Rapant, S., 2002. Výpočet a mapové vyjadrenie environmentálneho rizika z kontaminácie geologického prostredia Slovenskej republiky. *Geochémia 2002, zbor., 18–23.*

Rozhodnutie MP SR č. 531/1994-540 o najvyšších prípustných hodnotách škodlivých látok v pôde a o určení organizácií oprávnených zisťovať skutočné hodnoty týchto látok. *Vestník MP SR XXVI, čiastka 1, 1–10.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 427–429

Survey of the contamination of reservoir and pond sediments in the Czech Republic

PAVEL MÜLLER[1], JAROMÍR HANÁK[1], ZBYNĚK BOHÁČEK[2], JAN TOUL[2]
HANA MÜLLEROVÁ[1] and MILOSLAVA KOVÁŘOVÁ[2]

[1]Department of Environmental Geology and Geophysics of the Czech Geological Survey, Brno Branch, Czech Republic
[2]Testing Laboratories of Organic Chemistry of the Czech Geological Survey, Brno Branch, Czech Rrepublic

(Received 27. 4. 2005)

Abstract

The publication presents several outcomes of the grant VaV/630/4/02 assigned by the Czech Ministry of Environment entitled "Survey of the Contamination of Reservoir and Lake Sediments – Risk Assessment and Remediation Proposals" The grant was solved within the years 2002 and 2005 by the experts and laboratory workers from the Brno branch of the Czech Geological Survey (CGS) and by the teams of collaborating organizations (Exploranium CZ, Ltd., Geomin, Jihlava Group, Department of Irrigation, Drainage and Landscape Engineering of the Faculty of Civil Engineering at the Czech Technical University in Prague, T G. Masaryk Water Research Institute in Brno, and Geodrill, Ltd.), as well as by the individual specialists (see the list of reports in the references).

Key words: contamination, organic pollutants, heavy metals, reservoir and pond sediments, eutrophication

Introduction

In the course of solving of the assigned subject, the procedures of sampling of the reservoir sediments in the depth were improved (including the localization of the sampling sites within the coordinate system). Besides, the summarization of older data characterizing the contamination of reservoir and pond sediments was accomplished. The data concerned more than 600 hydraulic structures of the Czech pond system.

The objectives of the grant were also to collect new samples and to analyze the cores from the following reservoirs: Vír, Brno, Nové Mlýny, Dalešice, Těrlicko, Žermanice, Jesenice, Nechranice, Vrchlice, and Jordán. The obtained results were compared to each other and related to the effective limits for the contents of toxic organic compounds and elements.

Our attention was focused on the identification of the connections among the source areas based on their characterization, results of regional geochemical and heavy-mineral analyses, and the actual properties of the deposited sediments. Models of erosion, transport and soil deposition were designed for the catchment areas of Vrchlice, Vír and Brno reservoirs (for the first time in the Czech Republic). These models were used as a basis for the assessment of the siltation rates and the decrease of reservoir retention parameters.

The matter of eutrophication determining the utilization of reservoirs for recreational and water supply purposes of an increasing number of reservoirs has also been dealt with.

The mass balance of toxic metals and nutrient contents were evaluated in the basin of the river Svratka from the Vír reservoir down to the reservoirs of Nové Mlýny. The works also included experiments with reservoir sediments determining the sorption parameters of selected elements (Cd, Cu) both in static and dynamic arrangements.

Selected results

None of the concentrations of the analysed elements in the Vír reservoir exceeded the limits set by the B-criterion (methodic guide of the Czech Ministry of Environment, 1996). The found concentrations did not even tend towards these limits.

The contents of Cr, Cu, V and also of As (excluding two cases) do not even reach the value of the limit A, which corresponds to the natural background. Neither the sediments collected in the Brno reservoir contained any of the analysed elements in amounts exceeding the limits for the B category. The contents of Pb were closest to the B limit but still just in a few cases. Even for this element, the average value lies below the A limit. The collected sediments were not contaminated by the elements of interest.

The samples collected in the reservoir Nové Mlýny II did not prove the presence of any of the analysed elements in concentrations above the B limit. Contents of As, Be and V do not exceed the background values and also the

contents of Pb, Cu and Co rarely get over these values. Nonetheless, a slightly growing load by Cr and Cu can be observed in the basin of the river Svratka from the Vír reservoir down to the reservoir of Nové Mlýny II. The contents of Be, Cd, Mo, Sb, Co, As, Ni, Pb and V slowly decrease or remain constant. The amount of Zn is noticeably decreasing.

Cr apparently represents the most significant load for the reservoir sediments in Dalešice. The highest values are even close to the B limit. Contents of other elements correspond to the values found for the samples from the aforementioned reservoirs of this group. Considering the combined load by the group of the analysed elements, the sediments from the second group of reservoirs, Těrlicko and Žermanice, belong among the cleanest sediments. Owing to the similarities in the data distribution proved by the methods of descriptive statistics, the two reservoirs can be described together. The vast majority of the values lie below the background A limits, the only exception being Zn, but even in this case the B limit is approximately twice or three times higher than the actual Zn concentration. The distribution of Cd, Mo, Sb, Ni, Pb, V and Zn in the analysed sediments from the Jesenice reservoir is alike that in the sediments from the reservoirs of Vír, Brno and Nové Mlýny II. Some of the samples collected in the Nechranice reservoir were heavily contaminated. Contaminations exceeding the C limits are relatively common there, especially in the case of contamination by Cd (46 out of 62 evaluated samples). The second most abundant toxic element is Be. In this case, the value of the C limit is exceeded 19-times and that of the B limit 24-times. Owing to the existing contamination by several elements, the removal of the sediments from the Nechranice reservoir may pose serious problems in the future.

The new procedure of the indication of 29 CB-congeners now provides for the determination of up to 60 % of the whole PCB fraction. As far as the distribution of the congeners is concerned, there are obvious differences among sediments, probes and individual reservoirs. Nonetheless, groups having similar traits and properties can be classified within the existing variability.

A convenient tool for the description of this POP category is the share of the light congeners related to the overall content of all 29 indicated CBs.

Uranium is an alpha emitter and it is considerably mobile. It can be released from the sediment and enter the food chain and thus have a negative impact on the environment. We assume that every contamination by uranium over 200 Bq/kg should be explained. In any case, the contamination in the order of thousands or ten-thousands of Bq/kg is unacceptable. The uranium contents are affected not only by the rainwash but also by the anthropogenic activity connected to the exploitation of uranium.

The highest uranium concentration was determined in the reservoir of Nechranice, which reflects the former uranium industry higher up the river Ohře. The reservoir of Vír comes next in the series. Even here, the U(Ra) contents exceed twice to three-times the average values. The influence of the stopes and of the deposit concentrations is also of significance.

The average value of the ^{137}Cs mass activity in the samples of the investigated series is 7 Bq/kg (reliability interval for $\alpha = 0.998$ is 5 to 10 Bq/kg and the range is 0 to 751 Bq/kg). Most of the localities are contaminated by ^{137}Cs only to a small extent, however, even some heavily contaminated sediments were collected (e. g. the one from the Jordán pond with ^{137}Cs mass activities in the order of several hundreds of Bq/kg in some locations). Considering the fact that the area of the Czech Republic was unevenly impacted by the fallout after the Chernobyl accident, the attention should be focused at least on the most affected areas. Values exceeding 200 Bq/kg should be considered as a heavy contamination.

Experiments of a static sorption and a subsequent desorption showed that Cu sorbs to the selected reservoir sediments more readily than Cd and it is also more easily released back to the unsaturated aqueous environment from the surface of the solid phase. The organic matter is very likely to play a more important role in the sorption processes than granularity. The new results confirm that the methodology of sequential extraction analysis (SEA) can hardly be applied on the complex natural systems and the interpretation of the behavior of metals in the environment based on the SEA can be very misleading.

Density parameters were determined for a testing series of 153 samples. These parameters carry valuable information about the modal composition of rocks (sediments) and together with the porosity measurements characterize the mode of deposition and the degree of compaction of sediment diagenesis.

Volume densities range from 0.904 to 1.944 kg/m^3; mineralogical densities range from 1.805 to 2.782 kg/m^3. Porosities span a broad range from 26 to 62 %, the pores, however, do not communicate with each other after drying. Sediments undergo a fast solidification upon drying and their resistance against soaking mounts significantly. These findings are of importance for the economy of sediment mining and they also specify the conditions of the further use of these sediments (e. g. as soil-forming substrates).

The results of the granularity analyses imply that the vast majority of the examined sediments can be classified as fine-grained materials with low permeabilities. The fractions of grain sizes between 0.63 and 0.063 mm are included in virtually all samples; the number of more coarse-grained fractions is decreasing rapidly. The most abundant sediments are the very impermeable ones with the approximate hydraulic conductivity k (ms^{-1}) < 10^{-10}. In general, the sediments are not very permeable, which is related to the low abundance of the coarser (sandy) fractions.

In the course of the accomplished works, a first extensive data collection of susceptibilities of sediments from different reservoirs (499 samples) and ponds (194 samples) was assembled. Based on the obtained results, we propose to use the magnetic susceptibility together with the geochemical and mineralogical survey for the ecologi-

cal study (especially on sites where a permanent fallout is detected and/or monitored).

Model solutions representing the processes of erosion, sediment transport and deposition in the basin of the river Svratka, which has a manifold composition of geological subsoil, were created for the first time in the Czech Republic. Based on our calculations, there are about 779 800 m^3 of sediment lying on the bottom of the Vír reservoir. Thus about 1.6 % of the retention capacity of the reservoir was filled by the sediment; the yearly material flow is estimated to approximately 15 100 tons/year.

The bottom of the Brno reservoir is covered by about 4 148 000 m^3 of sediment. The retention capacity is thus reduced by 22.5 % and the yearly material flow is approximately 73 300 tons/year. All water basins of significance (regarding the entering of sediments in the watercourses) are to be found in the lower course of the river Svratka (under the Vír reservoir). If we consider reducing the extent of eutrophication and increasing the retention capacity by removing the sediment from the Brno reservoir, the reduction of the sediment transport from the river basin has to be solved as well.

Conclusions

The most important outcomes of the project solution are without doubt the proposals of handling both the contaminated and uncontaminated reservoir and pond sediments and the setting of the principles of the risk assessment. Relatively low contaminations of the sediment rock environment in the majority of ponds and reservoirs by the main pollutant categories can also be considered as relevant findings. These findings are reflected by the amendment proposals to the legislation regulating the treatment of reservoir sediments and also by the suggestions of their subsequent optimal use. With respect to the actual situation, it is desirable to think about the use of the exploited material after the dig up.

Pond and reservoir sediments should be taken out from the force of the law regulating the waste treatment. A new obligatory methodological procedure dealing with the treatment of such sediments should be established.

Critical limits for contents of radiogenic ^{137}Cs, Th and U were suggested. Besides, a prospective orientation of the future research and exploratory works was indicated. The possible applications of some unconventional methods (manganometry, research of various petrophysical and geochemical parameters in the core profiles, etc.) were appraised.

References

Abraham, M., et al., 2004: Heavy-mineral characteristics in the locality of the Dalešice reservoir and the Jordán pond. *Manuskript – archív Geomin. Group, Jihlava.*

Bachratý, J., et al., 2004: Granularity analyses. *Manuskript – archív Geodrill, Ltd. Brno.*

Dostál, T., Krása, J. Bečvář, M., & Vrána, K. 2004: Erosion and transport processes in the catchment area of the Brno reservoir *Manuskript – archív Czech Technical University in Prague Prague.*

Gergel, J., & Kolář, L., 2004: Research of sediments of the pond system in the Czech Republic. *Manuskript České Budějovice.*

Chlupáčová, M., Hanák, J., & Švestka, J. 2004: Magnetic properties of reservoir, pond and lake sediments. *Manuskript, Brno.*

Kašparec, I., & Hanák, J., 2004: Analyses of natural radioactive elements and ^{137}Cs in reservoir sediments. *Manuskript – archív Exploranium CZ, Ltd Brno.*

Kočková, E., & Rozkošný M. 2004: The quality of sediments and water, mass balance and the sources of contamination in the catchment area of the Nové Mlýny reservoirs. *Manuskript – archív T. G. Masaryk Water Research Institute in Brno.*

Müller, P., et al., 2005: Survey of the contamination of reservoir and lake sediments: Risk assessment and remediation proposals. *Manuskript – archív CGS, The Czech Ministry of Environment*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 430–431

Antropogénne ovplyvnenie kvality podzemnej vody kvartérnych kolektorov v juhovýchodnej časti Košickej kotliny

MÁRIA BURČOVÁ

Katedra geológie a mineralógie Fakulty BERG TU Košice, Park Komenského 15, 043 84 Košice, Slovenská republika; maria.burcova@tuke.sk

(Doručené 27. 4. 2005)

Anthropogenic influence on quality of underground water of Quaternary collectors in south-eastern part of the Košice Basin

The groundwater in the studied area shows mostly no extreme contamination, only the sensory quality being usually lowered. Positive correlation between the concentrations of major components or total dissolved solids in groundwater and permeability of Quarternary fluvial aquifers has been evidenced. This relation may be explained by intensive infiltration of surface water from rivers in the most permeable aquifer parts. In many places, the quality of surface water is heavily deteriorated by industrial and agriculture contamination sources.

Key words: groundwater, water quality, anthropogenic contamination, Quaternary aquifers

Úvod

Predmetom hodnotenia antropogénneho vplyvu na kvalitu podzemnej vody boli kvartérne fluviálne kolektory v jv. časti Košickej kotliny na J od čiary Košice – Rozhanovce – Bidovce – Košický Klečenov až po štátnu hranicu. Územie je časťou hydrogeologického rajónu NQ-123 Neogén východnej časti Košickej kotliny a zasahuje aj do čiastkového podrajónu HD 40 a HD 50, ako aj rajónu VN-111 Neovulkanity Slanských vrchov. Hodnotila sa hlavne podzemná voda pririečnej zvodne v nive Hornádu, Torysy a Olšavy, ktorá na väčšine územia dobre komunikuje s povrchovými tokmi. Jej najvýznamnejším kolektorom sú polohy fluviálneho piesčitého štrku dnovej výplne Hornádu, do ktorých je koryto rieky hlboko zarezané. Hydrogeologické pomery územia hodnotil Šindler (1988), Szabó a Tometz (1999) a Jetel et al. (2001).

Na hodnotenie kolektorov sme pri výskume použili osemstupňovú klasifikáciu priepustnosti (Jetel, 1982). Celkové hodnotenie kvality podzemnej vody vychádza zo vzájomného porovnávania iónov, pričom sa venovala pozornosť faktorom, ktoré môžu koncentráciu významne ovplyvniť. Pri overovaní štatistickej významnosti korelačnej závislosti medzi skúmanými premennými sa použil postup, ktorý opísal Jetel a Vranovská (1997).

Vzťah koncentrácie zložiek podzemnej vody k priepustnosti kolektorov

Výsledky hodnotenia kvality podzemnej vody (Burčová, 2000) protirečia doterajšiemu všeobecnému predpokladu o poklese celkovej mineralizácie a obsahu charakteristických makrozložiek s rastom priemernej priepustnosti kvartérnych kolektorov. Pri kvartérnych náplavoch hodnoteného územia túto závislosť do značnej miery modifikuje úroveň koncentrácie látok v povrchových tokoch, lebo s rastúcou priepustnosťou v nich významne rastie obsah Ca, Mg a HCO_3, ako aj síranov a súčasne prudko klesá koncentrácia amónnych iónov a Na. V neogénnych sedimentoch pri pokračujúcej rastúcej priepustnosti klesá koncentrácia Na a amónnych iónov, ale inde sa rast obsahu ostatných zložiek neprejavuje. Toto zistenie potvrdzuje predpoklad, že kvartérne náplavy ovplyvňuje najmä chemické zloženie vody povrchových tokov, ktoré ich dotujú. Pokles koncentrácie NH_4 pravdepodobne spôsobuje oxidácia na dusičnany ako výsledok intenzívnejšieho obehu pri vyššej priepustnosti, ale stupeň vplyvu závisí aj od ročného obdobia, pretože v jarných a jesenných mesiacoch sa pri výdatných zrážkach povrchová voda zrieďuje, a tak klesá aj koncentrácia zložiek.

Potenciálne zdroje znečisťovania

Skúmané územie je silne antropogénne ovplyvňované poľnohospodárstvom aj priemyslom. Hlavným znečisťovateľom je U. S. Steel, VSS, Centrum zneškodňovania odpadov a tepláreň, ktoré sa v značnej miere zúčastňujú na zvyšovaní koncentrácie najmä SO_4^{2-}, NO_3, tuhých emisií a ťažkých kovov v ovzduší, čo negatívne vplýva na kvalitu pôdy, vodu povrchových tokov a prejavuje sa aj na zložení podzemnej vody. Tieto komplexy ovplyvňujú povrchové toky aj priamo, únikom odpadovej vody z prevádzok, vylúhovaním rozličných látok z háld a skládok, nedostatočným čistením odpadovej vody a pod. Za naj-

väčší zdroj znečisťovania vody povrchových tokov sa pokladá čistiareň odpadovej vody blízko Kokšova-Bakše, ktorá už nespĺňa technické ani kvalitatívne požiadavky, a preto priečnu zvodeň v jej blízkosti intenzívne znečisťujú prevažne dusičnany. Niva Hornádu je postihnutá najmä na JV od Krásnej nad Hornádom, kde sú blízko samotného toku situované kalové polia železiarní s extrémnou koncentráciou NH_4^- (až 108 mg/l) a s celkovou mineralizáciou až 1,5 g/l (Petrivaldský in Šindler et al., 1988). Negatívny vplyv ešte umocňuje rozsiahla skládka na ich okraji.

Plošným zdrojom znečisťovania je poľnohospodárstvo, ktoré veľmi ovplyvňuje kvalitu vody. Ide najmä o kontamináciu agrochemikáliami, ktoré zvyšujú koncentráciu dusičnanov a P, čím umožňujú vznik eutrofizácie vody. Na kvalitu vody povrchových tokov väčšmi vplýva živočíšna výroba, situovaná prevažne na úpätí Slanských vrchov (ovčince pri Svinici a Ruskove) a v oblasti Košickej Polianky (veľká hydináreň a ošipáreň) blízko rieky Torysa. Vodné toky v okolí týchto objektov ovplyvňuje najmä unikajúci odpad zo živočíšnej výroby, prostriedky na ochranu krmovín, liečivá či priesak zo silážnych jám a žúmp. Alarmujúci je fakt, že z hľadiska hodnotenia mikrobiologických ukazovateľov má voda povrchových tokov vo všetkých meraných úsekoch absolútne nevyhovujúcu kvalitu. V južnej časti územia sú zdrojom pitnej vody domové studne a kontaminácia podzemnej vody by tam mohla spôsobovať vážne zdravotné ťažkosti. Potvrdzuje to štúdia Szabóa a Tömetza (1999), podľa ktorej voda zo studní v tejto časti väčšinou nevyhovuje požiadavkám vyhlášky MZ SR 151/2004 Z. z. a vôbec by sa nemala používať na pitie a varenie.

Posledným antropogénnym faktorom sú rozptýlené skládky neseparovaného odpadu a smetiská. V sledovanom území je ich priveľa a v podstate všetky sú neriadené (divoké). Sú blízko vodných tokov, a tak je možnosť vylúhovania kontaminantov veľmi vysoká.

Záver

Kvalita podzemnej vody v sledovanom území závisí od množstva a kvality zrážok, od stavu povrchových tokov a vplyvu sekundárnych antropogénnych činiteľov. Povrchové toky vykazujú rozličný stupeň kontaminácie. Najvyšší má rieka Torysa, ktorá si väčšinu kontaminantov prináša z horného toku, a najmä v oblasti Košickej Polianky sa obohacuje o ďalšie. Jej vplyv potvrdzujú aj vyššie hodnoty rozpustných látok, dusičnanov a amónnych iónov nameraných v Hornáde práve pod sútokom týchto dvoch riek.

V skúmanom území je viac typov zdrojov potenciálnej kontaminácie podzemnej vody. Podzemná voda nie je extrémne znečistená a pri zistenej kontaminácii ide skôr o senzorické zhoršenie jej kvality. Hodnoty ťažkých kovov a mikrobiologických ukazovateľov podzemnej vody neboli k dispozícii, a preto vplyv činnosti človeka z hľadiska týchto ukazovateľov presnejšie nedefinuje.

Literatúra

Burčová, M., 2000: Antropogénne ovplyvnenia a ochrana kvality podzemných vôd kvartérnych kolektorov v juhovýchodnej časti Košickej kotliny [Diplomová práca.] *Manuskript – archív Katedra geológie a mineralógie FBERG TU Košice, 87*

Jetel, J., 1982: Určování hydraulických parametrů hornin hydrodynamickými zkouškami ve vrtech. *Knih. Ústř. Úst. geol., Praha, 58, 248.*

Jetel, J., Karoli, S., & Lenhardtová, E. 2001 Záverečná správa Neogén východnej časti Košickej kotliny – hydrogeologický rajón NQ-123, vyhľadávací hydrogeologický prieskum. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava, 263.*

Jetel, J., & Vranovská, A., 1997: Priepustnosť a prietočnosť hornín paleogénu Hornádskej kotliny *Mineralia Slov., 3, 218–226.*

Szabó, Š., & Tometz, L., 1999: Hodnotenie kvality podzemnej vody náplavov Hornádu v južnej časti Košickej kotliny *Acta Montan. Slovaca, 4, 3, 253–261*

Šindler, M., 1988: Prípravná štúdia o hydrogeologickej preskúmanosti a problematike využívania podzemnej vody okolia Košíc. *Manuskript – archív Geokonzult, Košice.*

Vyhláška MZ SR č. 151/2004 Z. z. o požiadavkách na pitnú vodu a kontrolu kvality pitnej vody

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 432–434

Staré ekologické záťaže Slovenského krasu

MARIÁN BACHŇÁK

ENVEX, Šafárikova 114, 048 01 Rožňava, Slovenská republika

(Doručené 13. 4. 2005)

Old ecological loads in Slovak Karst

Illegal waste disposal causes negative influences on individual components of environment, such as soil, rock, water and air, which can have catastrophic sequels.

Among these risks rank also waste, including hazardous waste, which are situated in the chasms Snežná diera, Dvojitá priepasť and Zvonivá priepasť in the cadastre of Silica village and in Zvonivá jama in the cadastre of Silická Brezová village. It concerns the territory which is situated on Silica Plateau in the National Park Slovak karst. This territory is a source area which supplies by drinking water almost 25.000 inhabitants in the area of Rožňava water supply

Key words: ecological load, illegal waste disposal, hazardous waste, chasms, Silica Plateau, Slovak Karst, water supply groups

Úvod

Starostlivosť o životné prostredie v súčasnosti patrí medzi základné požiadavky koncepcie trvalo udržateľného rozvoja a jej cieľom je zabezpečovať potreby súčasnosti bez ohrozenia potrieb budúcich generácií.

Je evidentné, že v tomto procese má významnú úlohu aj odpad rozličného druhu, ktorého nelegálne zneškodňovanie negatívne vplýva na zložky životného prostredia – pôdu, horniny, vodu a vzduch, čo môže mať až katastrofálne dôsledky.

Takéto nebezpečenstvo predstavuje aj odpad, ako aj nebezpečný odpad nachádzajúci sa v priepasti Snežná diera, Dvojitá jaskyňa a Zvonivá priepasť v katastri obce Silica a v Zvonivej jame v katastri Silickej Brezovej. Ide o územie na Silickej planine v národnom parku Slovenský kras, ktoré je zdrojovou oblasťou zásobujúcou pitnou vodou takmer 25 000 obyvateľov v oblasti Rožňavského skupinového vodovodu.

Geologické pomery

V Slovenskom krase a v jeho bezprostrednom okolí sa vyčleňujú tieto tektonické jednotky: silicikum, gemerikum, bôrčanský príkrov, meliatikum a turnaikum (Mello et al., 2000).

Silicikum je reprezentované iba silickým príkrovom, ktorý predstavuje rozsiahle teleso rozdelené na rad čiastkových štruktúr a blokov. Najrozšírenejšie sú v ňom strednotriasové a spodnotriasové sedimenty. Je to bezkoreňový príkrov, a preto jeho pôvodné paleozoické podložie nie je známe. Buduje ho aj Aggtelecký kras s rozdielmi vo faciálnej náplni.

Kenozoické (terciérne a kvartérne) sedimenty – s výnimkou Silickej planiny – prekrývajú uvedené paleoalpínske tektonické jednotky najmä v Rimavskej, Rožňavskej a v Moldavskej kotline. Ich sedimentácia sa začala v eocéne. V miocéne v okrajových častiach bazénov dominovali telesá zlepenca, pieskovca, brekcie a vápenca, v hlbších polohy íl. Neogénna sedimentácia sa končila polohami štrku, piesku a pestrého ílu poltárskeho súvrstvia.

Z kvartérnych sedimentov na Silickej planine prevládajú sedimenty späté s krasovatením, zvetrávaním, svahovou modeláciou a so znosom a v dolinách riek, potokov a v kotlinách prevládajú procesy spojené s eróznoakumulačnou činnosťou. Pre planiny Slovenského krasu je typický výskyt jaskynných sedimentov, reliktov kôry zvetrávania (elúvií) a pre úpätia svahov deluviálne sedimenty.

Hydrogeologické pomery

Územie Slovenského krasu sa rozčleňuje na rad hydrogeologických štruktúr. Medzi najdôležitejšie patrí hačavsko-jasovská, silicko-turnianska, plešivecko-brezovská a kečovská (Šuba et al., 1973). Najvýznamnejším zvodneným prostredím sú vápencové vrstvy stredného triasu. Ich nepriepustné podložie tvoria ílovcovo-bridličnaté horniny spodného triasu a obidve horninové prostredia sú súčasťou silického príkrovu. Z pokryvných útvarov sú významné kvartérne a neogénne sedimenty, do ktorých môže krasová voda infiltrovať, alebo jej môžu tvoriť bariéru.

Na tvorbe podzemnej vody sa zúčastňujú hlavne zrážky, ktoré bez povrchového odtoku infiltrujú do karbonátov. Pohyb zrážkovej vody infiltrovanej do karbonatického masívu ovplyvňuje predovšetkým tektonické porušenie

Tab. 1
Prehľad stopovacích skúšok v hodnotenej oblasti
Review of tracking tests in evaluated area

HG štruktúra	Značkovaný objekt druh	Značkovaný objekt názov	Značkovaný objekt hĺbka (m)	Stopovacia látka	Miesto výstupu	Doba prestupu (dní)	Vzdušná vzdialenosť (km)	Rýchlosť prúdenia ($m \cdot h^{-1}$)	Dátum sledovania
Veľká skala	priepasť	Malá Žomboj	142	fluoresceín	Hradná v (Várforráš)	18	3.2	7.4	4.–22. 7. 1978
					Veľká skala	45	3.7	3.4	4.–19. 7. 1978
					Pistrang	48	4.2	4.1	4.–21. 7. 1978
					Biela v.	44	6.2	5.8	4.–17. 7. 1978
	ponor	Pod Fabiánkou	–	rádioizotopy	Pistrang	13	5.25	16.8	12. 4.–3. 5. 1983
					Biela v.	8	5.75	29.9	21.–29. 4. 1983
Veľká skala	ponor	Pod Fabiánkou	–	rádioizotopy	Hradná v (Várforráš)	7	6.5	38.6	21.–28. 4. 1983
					Veľká skala	8	6.0	31.25	21.–29. 4. 1983

masívu, skrasovatenie, poloha styku karbonátov stredného triasu a bariéry podložných bridlíc spodného triasu.

Územie s výskytom starých ekologických záťaží buduje *silicko-turnianska hydrogeologická štruktúra*. Tvorí ju triasový vápencovo-dolomitový komplex synklinálne ležiaci na spodnotriasových horninách. Vrásová tektonika spolu s priečnou zlomovou tektonikou rozčleňuje štruktúru na niekoľko viac-menej samostatných hydrogeologických bazénov. Z hydrogeologickej štruktúry vystupuje rad významných prameňov (prameň Gyepü, Biela vyvieračka, Pistrang, Pod Veľkou skalou v Slavci, Buzgó v Krásnohorskej Dlhej Lúke, Eveteš v Hrušove a i.) a vystupuje z nich priemerne 760 $l \cdot s^{-1}$ podzemnej vody. Celkový (pramene + skryté prestupy) odtok podzemnej vody je 935–1065 $l \cdot s^{-1}$ (Šuba, 1973).

Zo stopovacích skúšok (tab. 1) vidno, že podzemná voda s odpadom z územia, v ktorom sú aj priepasti, prúdi smerom k odberným objektom Rožňavského skupinového vodovodu (Pistrang).

Kvartérne fluviálne sedimenty majú v hodnotenom území malú a premenlivú hrúbku.

V úseku od Brzotína po Bohúňovo je vyššia priepustnosť štrkopiesku. Hrúbka náplavov je nerovnomerná, najčastejšie od 3,5 do 4,5 m, miestami 5,5 až 6,1 m (Orvan, 1969). Hrúbka štrkových polôh je priemerne 1,9 až 2,9 m, lokálne pri Slavci až 4,5 a pri Vidovej iba 1,0–4,5 m. Koeficient filtrácie sa priemerne pohybuje od $3{,}5 \cdot 10^{-4}$ do $1{,}3 \cdot 10^{-3}$ $m \cdot s^{-1}$, v oblasti Brzotína $4{,}0 \cdot 10^{-5}$ $m \cdot s^{-1}$. Výdatnosť vrtov je iba 1,0–3,5 $l \cdot s^{-1}$. Anomáliu predstavujú oblasti pri Plešivci a Gombaseku s výdat-

Tab. 2
Charakteristika priepastí a znečistenia
Characteristics of chasms and their waste

Priepasť		Znečistenie		
Názov	Hĺbka (m)	Druh odpadu		Množstvo odpadu (m^3)
Snežná diera	15	17 05 03 zemina a kamenivo obsahujúce nebezpečné látky	N	150
Dvojitá jaskyňa	20	15 01 10 obaly obsahujúce zvyšky nebezpečných látok alebo kontaminované nebezpečnými látkami	N	15
		17 05 03 zemina a kamenivo obsahujúce nebezpečné látky	N	
		18 02 02 odpad, ktorého zber a zneškodňovanie podliehajú osobitným požiadavkám z hľadiska prevencie nákazy	N	
		20 03 01 zmesový komunálny odpad	O	
Zvonivá priepasť	20	15 01 10 obaly obsahujúce zvyšky nebezpečných látok alebo kontaminované nebezpečnými látkami	N	15
		17 05 03 zemina a kamenivo obsahujúce nebezpečné látky	N	
		20 03 01 zmesový komunálny odpad	O	
Zvonivá jama	40	15 01 10 obaly obsahujúce zvyšky nebezpečných látok alebo kontaminované nebezpečnými látkami	N	50
		20 03 01 zmesový komunálny odpad	O	

nostiou vrtov 11,0–12,0 $l \cdot s^{-1}$ a pri Slavci až 19,0 $l \cdot s^{-1}$, ktoré sú zdrojom podzemnej pitnej vody pre obyvateľstvo (Rožňava, Slavec a Plešivec). V tomto úseku do fluviálnych náplavov Slanej prestupuje aj voda z telies triasového vápenca a dolomitu *silicko-turnianskej hydrogeologickej štruktúry*, teda aj z územia s výskytom starých environmentálnych záťaží.

Z archívnych údajov je známe, že v prípade priepasti Snežná diera išlo o agrochemikálie (Kupricol, Niroxyd, Arborol N, resp. umelé hnojivá Harnstof) a ich obaly, ktoré sa mechanicky vyzbierali.

Laboratórnymi skúškami (Bachňák, 2003) sa zistilo, že vo vzorkách zeminy zo Snežnej diery sú extrémne vysoké hodnoty (vyžadujúce sanáciu) nasledujúcich ukazovateľov: As, Hg, Pb, fenol, $PAU_{celk.}$, antracén, b (a) antracén, fluorantén, naftalén, EOCl a NEL_{UV}. Zároveň sa zistilo, že obsah nitrofenolov, ktoré boli predmetom sanácie v roku 2001 (Sova, 2001), výrazne prekračuje deklarované hodnoty (< 0,1 $mg \cdot kg^{-1}$) po sanácii, ktorá mala byť konečná a úspešná, a to napriek tomu, že sa iné polutanty pred sanáciou ani po nej nesledovali.

Záver

Na základe vykonaných prác a uvedených údajov, hlavne smeru prúdenia podzemnej vody a zložitosti hydrogeologických pomerov v Slovenskom krase, možno konštatovať, že uvedené priepasti sú naďalej hrozbou pre obyvateľov Rožňavy a priľahlých obcí zásobovaných Rožňavským skupinovým vodovodom. Zároveň sa nedá vylúčiť sporadické negatívne ovplyvňovanie podzemnej vody, pretože hydrogeologický režim krasu, frekvencia a rozsah sledovaných ukazovateľov výskyt kontaminantov doteraz nemuseli zaregistrovať.

Literatúra

Bachňák, M., 2002: Manipulačný poriadok vodnej stavby – vodovod Slavec. *ENVEX RV*

Bachňák, M., 2003: Silická planina, odkanalizovanie a ČOV Zámer činnosti. *ENVEX RV*

Bachňák, M., 2003: Silica – Snežná diera. Likvidácia nebezpečných odpadov Projekt sanácie. *ENVEX, RV*

Mello, J., et al., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 50 000. *Bratislava, Vyd. D. Štúra.*

Orvan, J., 1969: Slaná, základný hydrogeologický prieskum. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Sova, O., 2001 Realizácia dekontaminácie NO z CHKO – Slovenský kras – Snežná diera. KP 90.00.23. BOOS KE.

Stankovič, J., 2004: Prieskum a rámcový návrh sanácie priepastí Zvonivá a Dvojitá pri Silici a Zvonivej jamy (Fonotšág) pri Silickej Brezovej. *Rožňava, Speleoklub Minotaurus.*

Šuba, J., et al., 1973: Slovenský kras a Turnianska kotlina, vyhľadávací hydrogeologický prieskum. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 435–437

Geogénne a antropogénne zdroje kontaminácie pôdy na Slovensku a ich potenciálny negatívny vplyv na životné prostredie

JÁN ČURLÍK

Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
curlik@gssr.sk

(Doručené 3. 5. 2005)

Geogenic and anthropogenic sources of soil contamination in Slovakia and their potentially negative influence on living environment

A systematic soil geochemical mapping in Slovakia has fifteen years of history (1991–2005). It has been done in two different scales 1: 500 000 (the whole country) and 1 : 50 000 for different regions (hot spots) in a frame of environmental geological factors mapping.

Obtained geochemical database is pertinent to a wide range of investigations and should be considered as an component for input data of wide use. Results of comprehensive study provided us with many informations, based of which a first understanding of potentially toxic trace elements in soils could be outlined in relation to natural (geogenic) and anthropogenic sources of contamination.

The aim of this contribution is to give an overview on inorganic soil contamination in Slovakia and briefly summarize regional problems which might be of general interest in relation to solution for contaminated land and consequently risk for the plants, water and human health.

Soils under natural conditions may contain some potentially toxic trace elements at phytotoxic level (flysh belts, mineralization zones, basic rocks). Predominantly (historical) diffuse soil contaminations around mining, smelting and ores processing sites, around power stations, some industrial and urban centres have been revealed. Diffuse soil contamination in which the content of some contaminants crossed treshold values consequenly may cause groundwater pollution. Endangered drainage areas are described.

Key words: inorganic soil contamination in Slovakia, geogenic/anthropogenic contamination, diffuse contamination, consequences, groundwater contamination

Úvod

Pôda je polyfunkčný prírodný útvar a plní aj rad ekologických, sociálnych a ekonomických funkcií. Z environmentálneho hľadiska sú dôležité najmä pufračné, sorpčné a filtračné, ktoré umožňujú čistiť ovzdušie od kontaminantov a chrániť rastliny a zdroje podzemnej vody. Štúdium pôdy umožňuje poznať aj celkový biochemický kolobeh látok, jeho ovplyvňovanie prírodnými (geochemickými) procesmi, ako aj technogénnou činnosťou človeka.

Geochemický výskum a mapovanie pôdy na Slovensku späté s rozsiahlym analytickým programom zameraným na zisťovanie obsahu potenciálne toxických stopových prvkov majú už pätnásťročnú históriu (1991–2005). Výskum bol súčasťou prípravy Geologického atlasu Slovenskej republiky v mierke 1 : 500 000, pedogeochemických máp súboru máp geologických faktorov životného prostredia, pomohol pri zisťovaní distribúcie toxických prvkov v pôde a prispel do poznania poškodenia pôdy a možného negatívneho vplyvu toxických prvkov na ostatné environmentálne zložky. Pomerne podrobné informácie o chemickom zložení pôdy, primárne databázy, monoprvkové a asociačné pedogeochemické mapy poskytujú kvantitatívne údaje o geochemickej variabilite zloženia pôdy a o stupni jej kontaminácie geogénnymi aj antropogénnymi zdrojmi (Čurlík a Šefčík, 1999; Čurlík, 2001).

Pôda v prírodných podmienkach môže obsahovať niektoré prvky na fytotoxickej úrovni. Zvýšená koncentrácia zodpovedá geochemicky anomálnym zónam (hydrotermálne premeneným a mineralizovaným), niektorým bázickým horninám a flyšovým sedimentárnym komplexom (Čurlík et al., 2004).

Na druhej strane prevláda difúzna antropogénna kontaminácia okolo historických banských, pražiarenských a kovospracujúcich závodov, v imisných areáloch priemyselných závodov a v okolí niektorých urbanistických centier (Čurlík a Matúšková, 1994; Čurlík a Šefčík, 1999).

Vyššia koncentrácia toxických prvkov v poľnohospodárskej pôde je dôsledkom aplikácie pesticídov a chemikálií (vo vinárskej a zeleninárskej oblasti) alebo diaľkového transportu prvkov atmosférou, a preto zloženie (asociácia) a koncentrácia prvkov v pôde významne kolíšu a môžu mať negatívny vplyv na rastliny a podzemnú vodu.

Niektorými otázkami tohto druhu sa zaoberá aj náš príspevok.

Tab. 1
Fónový obsah prvkov v hlavných pôdnych typoch Slovenska (Čurlík a Šefčík, 1999)
Phon content of elements in the main soil types in Slovakia (Čurlík and Šefčík, 1999)

Pôdna jednotka	Hor	As	Ba	Be	Bi	Cd	Co	Cr	Cu	Hg	Mo	Ni	Pb	Sn	V	Zn
	A	12.1	401	1.7	0.4	0.6	12	82	22	0.16	0.6	31.5	37	5	87	74
Litozem	C	12.4	401	1.7	0.4	0.5	12	82	22	0.16	0.6	31.5	30	5	89	77
	A	5.8	348	1.0	0.2	0.2	7	72	11	0.06	0.4	15.0	20	5	49	48
Regozem	C	4.4	351	1.0	0.2	0.1	7	79	11	0.04	0.4	16.0	11	6	53	38
	A	8.0	404	1.4	0.4	0.3	9	86	15	0.12	0.6	22.0	21	5	80	65
Ranker	C	7.1	424	1.5	0.3	0.2	10	90	16	0.09	0.6	25.0	15	5	86	60
	A	12.1	249	1.2	0.4	0.7	9	72	18	0.13	0.5	27.0	40	3	70	83
Rendzina	C	8.3	221	1.2	0.3	0.5	9	63	17	0.07	0.4	27.0	20	2	67	61
	A	7.7	290	1.5	0.4	0.4	10	102	23	0.11	0.6	40.0	20	3	86	77
Pararendzina	C	5.5	283	1.4	0.3	0.3	10	100	24	0.06	0.4	42.0	14	3	88	69
	A	7.2	389	1.2	0.2	0.2	9	85	19	0.04	0.4	27.0	15	5	68	55
Černozem	C	5.8	321	1.1	0.2	< 0.1	8	74	14	0.02	0.3	24.0	10	3	59	41
	A	7.1	386	1.4	0.3	0.3	9	85	23	0.05	0.4	32.0	18	3	74	67
Černica	C	6.6	364	1.2	0.2	0.2	9	79	17	0.03	0.3	29.0	11	3	65	50
	A	6.7	392	1.3	0.2	0.2	9	90	17	0.05	0.4	26.0	16	6	72	54
Hnedozem	C	7.3	399	1.4	0.2	0.1	10	89	17	0.03	0.4	29.0	13	5	81	53
	A	5.9	366	1.2	0.3	0.2	8	82	12	0.07	0.5	19.5	21	5	62	48
Luvizem	C	5.8	386	1.5	0.2	< 0.1	10	92	16	0.04	0.4	28.0	13	4	84	49
	A	6.9	385	1.3	0.3	0.3	9	85	16	0.09	0.6	23.0	23	5	78	64
Kanbizem	C	6.1	401	1.6	0.3	0.1	11	89	18	0.06	0.5	29.0	14	5	92	59
	A	10.1	347	0.9	0.7	0.4	3	44	10	0.27	0.8	7.0	60	4	52	44
Podzol	C	7.0	440	1.4	0.3	0.2	6	58	11	0.13	0.6	14.5	18	3	68	51
	A	5.4	388	1.2	0.2	0.2	8	88	13	0.06	0.4	19.0	16	5	69	45
Pseudoglej	C	7.0	412	1.5	0.2	< 0.1	11	94	16	0.04	0.5	27.0	14	5	85	46
	A	6.9	416	1.9	0.3	0.3	11	108	24	0.08	0.6	42.0	22	4	104	79
Glej	C	6.0	464	2.2	0.3	0.1	11	114	26	0.06	0.5	44.0	17	4	112	66
	A	7.7	379	1.5	0.3	0.3	10	89	21	0.06	0.4	30.0	19	4	77	70

Fónová koncentrácia v pôde

Na zistenie stupňa kontaminácie pôdy a jej plošnej distribúcie treba poznať fónovú koncentráciu relatívne neznečistenej pôdy (Baize, 1995). Z množstva údajov získaných pri výskume sú tieto hodnoty pôdy, ako aj jej typov známe (tab. 1), a tak možno hodnotiť stupeň kontaminácie podľa druhov pôdy, ako aj porovnávať regióny navzájom.

Prirodzený fónový obsah je funkciou minerálneho zloženia substrátu, ale nedá sa vylúčiť ani prirodzený vstup atmosférou, ani dlhodobá aplikácia hnojív, pesticídov a chemikálií do pôdy, a preto niektorí autori označujú fónové hodnoty ako „súčasné" (Van Mechelen, 1995).

Anorganická kontaminácia pôdy

V posledných desaťročiach sa kontaminácia pôdy zaradila medzi dôležité environmentálne problémy. Na Slovensku má rôznorodé zdroje – geogénne (geochemické) aj antropogénne, historické aj recentné. Geogénne sú späté s mineralizovanými zónami a zrudnením, ktoré vystupujú na povrch, ako aj s istými typmi hornín (niektoré bázické komplexy a jednotky centrálnokarpatského paleogénu – šambronské vrstvy), antropogénne s banskou, úpravníckou a priemyselnou činnosťou, so spaľovaním fosílnych palív, s dopravou, poľnohospodárskou činnosťou alebo aj s cezhraničnou atmosférickou kontamináciou.

Historicky najkontaminovanejšie (*hot spots* – horúce body) sú štyri regióny Slovenska späté so starou banskou činnosťou, a to Spišsko-gemerské rudohorie, Kremnické a Štiavnické vrchy, Nízke Tatry a Malé Karpaty.

Ekologicky ohrozené sú oblasti okolo banských a priemyselných centier – stredný Spiš (Rudňany a Krompachy), Žiar nad Hronom, Jelšava – Lubeník, Hačava – Hnúšťa, dolná Orava, horná Nitra, v menšej miere Košice a Strážske – Humenné. Geogénne a antropogénne zdroje sa dosť často časovo aj priestorovo prekrývajú.

Reálny a potenciálny vplyv kontaminácie pôdy

Kontaminácia a znečistenie pôdy môžu negatívne vplývať na rastliny, na povrchové, ale najmä na podzemné vody. Pretože pôda môže zadržiavať kontaminanty nerovnako dlhý čas, kontaminácia ostatných zložiek býva časovo posunutá, môže mať veľmi negatívny vplyv a mať znaky „chemickej časovanej bomby".

Medzi najvážnejšie dôsledky kontaminácie pôdy na Slovensku patrí možnosť kontaminácie podzemnej vody As v aluviálnych oblastiach (Čierna voda a Malý Dunaj, Nitra, Hron, Smolnícky potok a Hnilec) a medzi jej hlavné faktory existencia zdrojov As v povodí, zmeny obsahu organických látok, eróznodenudačné procesy a geochemické podmienky v systéme, zmena aktivity mikroorganizmov, prítomnosť foriem výskytu As (špécií) a klimatické faktory (Čurlík, 2004). Faktory sa môžu vzájomne ovplyvňovať a podmieňovať.

Kontaminácia zdrojov podzemnej vody Sb sa predpokladá alebo sa už prejavila v alúviu Dúbravského potoka

a Váhu, Čučmianskeho a prípadne aj Pezinského potoka. Podmienky migrácie Sb sú podobné ako pri As.

Kontaminácia Hg sa dá predpokladať vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria v priľahlých povodiach, najmä tých, ktoré drénujú kryštalinikum. Transport Hg, ktorá sa viaže najmä na organické látky, určuje hlavne *metylácia* prebiehajúca vo veľmi kyslom, ale aj v alkalickom prostredí (Alloway, 1995).

Kontaminácia Pb, Cd, Zn a Cu sa prejavuje vo vode, ale aj v rastlinách oblastí drénujúcich staré banské a úpravnícke areály stredného a východného Slovenska. Najväčšie ťažkosti sú späté s výtokom banskej vody, so zvetrávaním sulfidov na haldách a odkaliskách, ako aj materiálov rozplavených po svahoch a do aluviálnych oblastí potokov a riek. Na ich pohyblivosť vplývajú predovšetkým *acidobázické procesy* (Čurlík a Forgáč, 1998). Vzťah kontaminácie pôdy a podzemnej vody je zrejmý aj z geochemických atlasov (Rapant, Vrana a Bodiš, 1996; Čurlík a Šefčík, 1999).

Záver

Systematickým geochemickým výskumom pôdy na Slovensku sa zistila priestorová distribúcia prvkov v pôde vo vzťahu k prírodným aj antropogénnym zdrojom kontaminácie.

V prvej skupine sú to hlavne mineralizované a hydrotermálne premenené zóny hornín (Spišsko-gemerské rudohorie a stredoslovenské neovulkanity), ale prekvapujúco najmä vysoký obsah niektorých prvkov (Ni, Cr, V a Mo) v súvrstviach centrálnokarpatského paleogénu (šambronské vrstvy).

Difúzna kontaminácia pôdy vzťahujúca sa na antropogénne zdroje je spätá s banskou činnosťou, s pražením a úpravou rúd a s ich spracúvaním (Spišsko-gemerské rudohorie, oblasť Banskej Bystrice, Banskej Štiavnice, Kremnice, Nízkych Tatier a Malých Karpát), s priemyselnou činnosťou (Žiarska kotlina), so spaľovaním fosílnych palív (horná Nitra, Vojany), s hutníckou výrobou (Vajsková, Istebné, Krompachy a Košice), so spracúvaním magnezitu (Lubeník – Jelšava a Hačava) a s výrobou cementu (okolie Banskej Bystrice, Ladce, Turňa nad Bodvou). Lokálne a bodové zdroje kontaminácie prekrývajú oblasti s difúznou kontamináciou. Anomálne sa prejavujú aj niektoré vinohradnícke a zeleninárske oblasti jz. Slovenska.

Medzi najvážnejšie dôsledky kontaminácie pôdy patrí kontaminácia podzemnej vody, ktorá je už teraz pozorovateľná v povodí Nitry (As), Čiernej vody, Malého Dunaja (As a Sb), Oravy (Ni a Cr), Váhu (Sb), Hornádu a Hnilca (Cu, Pb, As a Hg), Hrona (As, Pb a Zn), ako aj potokov drénujúcich staré banské oblasti (najmä oblasť Banskej Štiavnice). Pretože pohyb týchto prvkov v drenážnom systéme podlieha zákonom hypergénnej migrácie, môže sa prejaviť v rozličnej vzdialenosti od zdroja kontaminácie. Významnú kontamináciu podzemnej vody môžu spôsobiť aj bodové zdroje kontaminácie pôdy.

Literatúra

Alloway, B., 1999: Schwermetalle in Boden. *Berlin, Springer – Verlag, 540.*

Baize, D., 1995: Trace metals in French soil horizons – I. Total content. Third International Conference on the Biogeochemistry of Trace elements. Abstracts, Theme C, Paris.

Čurlík, J., & Matušková, L., 1994: Natural and man-induced factors of soil pollution (and hygiene). *In. State of the ecological research on soil science and land use in Slovak Republic and in Austria. Mitt. Österr. Bod. Gesell., 50, 43–60.*

Čurlík, J., & Forgáč, J., 1998: Acid sulphate weathering and its impact on soil acidification and pollution in area of Banská Štiavnica. *Ved. práce VÚPÚ Bratislava, 22, 43–57*

Čurlík, J., & Šefčík, P., 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky Časť V Pôdy. *Bratislava, VÚPOP*

Čurlík, J., 2001 Soil inorganic contamination in Slovak Republic and some environmental consequences. *In. K. Terytze (ed.). Assessment of the quality of contaminated soils and sites in Central and Eastern European countries and indepedent states. Proceedings, Gorex Sofia, 114–122.*

Čurlík, J., 2004: Koncepčný rámec pre posudzovanie kontaminácie podzemných vôd arzénom v drenážnom systéme *In O. Ďurža & S. Rapant (eds.): Geochémia 2004. Zbor. referátov Prírodovedeckej fakulty UK a ŠGÚDŠ Bratislava.*

Čurlík, J., Šefčík, P., Polc, R., & Gluch, A., 2004: Pedogeochemická mapa regiónu Popradská kotlina a Horný Šariš. *ŠGÚDŠ Bratislava, 65.*

Rapant, S., Vrana, K., & Bodiš, D., 1997: Geochemical Atlas of Slovakia, Part Groundwater. Geological Survey of Slovak Republic

VanMechelen, L., Groenemans, R., & VanRast-Martens, K., 1995: Current background values for heavy metals and arsenic in Flanders. *10th European ARC/INFO User Conference, Proceeding, Prague, V 10–15.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 438–440

Prejavy atmosférickej kontaminácie pôdy v Levočských vrchoch, Branisku a Čiernej hore

RÓBERT POLC

Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
polc@gssr.sk

(Doručené 3. 5. 2005)

Atmospheric soil contamination in Levočské vrchy Mts., Branisko and Čierna hora Mts.

The paper deals with the problems of atmospheric soil contamination related to the sources of pollution in Levočské vrchy Mts., Branisko Mts. and Čierna hora Mts. The main source of contamination in Levočské vrchy Mts. is the former smelter at Rudňany in which tetrahedrite ores with high mercury content were smelted (As, Hg, Pb). In Branisko and Čierna hora Mts. a close relation to the copper works has been detected (As, Cd, Cu, Zn, Pb). High mountains play a role as a sink area of atmospherically transported metals. However, transboundary atmospheric transport of these elements can not be excluded.

Key words: potential toxic elements, atmospheric soil contamination, sink of potential toxic trace elements

Úvod

Systematický geochemický výskum pôdy na Slovensku priniesol rad nových poznatkov o kontaminácii pôdy prirodzenými (geogénnymi), ako aj (súčasnými aj historickými) antropogénnymi zdrojmi kontaminácie. Do pôdy sa kontaminanty dostávajú ako zdedené (od materských hornín) alebo sa inputujú do pôdy priamo, podzemnou vodou alebo prostredníctvom atmosféry (Čurlík, 2003).

Atmosférický transport potenciálne toxických stopových prvkov z lokálnych stacionárnych zdrojov alebo z diaľkového prenosu (cezhraničného transportu) je veľmi dôležitým mechanizmom postupnej akumulácie prvkov, ktorá v pôde často prekračuje kritickú koncentráciu. Pri prepade potenciálne toxických stopových prvkov a acidifikačných zložiek majú významnú úlohu najmä vyššie pohoria. Často ide o priame zachytávanie prvkov zo vzdušnej masy, ale aj o iné prepadové mechanizmy (vypršanie a vymývanie).

Pedogeochemické mapovanie, ktoré sme v ostatných rokoch vykonali v Popradskej kotline a v hornom Šariši (Čurlík et al., 2004), potvrdilo, že nápadný anomálny obsah niektorých kontaminujúcich prvkov je vo vyšších častiach pohorí a pochádza z priemyselných zdrojov kontaminácie, ktoré sú mimo sledovaného územia (z Rudnian a Krompách). Tento relatívny rast je výsledkom záchytu kontaminantov prenášaných vzduchom zo spomenutých alebo zo zahraničných zdrojov.

Materiál a metódy

Systematický výskum sa opieral o odber pôdnych vzoriek s hmotnosťou 5–6 kg z povrchových horizontov. Vzorky sa sušili na vzduchu pri laboratórnej teplote a po rozdružení agregátového stavu sa preosiali zasucha cez sito s okami veľkými 2 mm.

Na zistenie celkového obsahu potenciálne toxických prvkov, ktoré v príspevku hodnotíme (As, Cd, Cu, Hg, Pb a Zn), sa použila zrnitostná frakcia < 0,09 mm podrobená úplnému rozkladu v zmesiach anorganických kyselín (HNO_3 a HCl). Celkový obsah sa stanovil analytickými metódami, a to As, Pb, Zn a Cu metódou RFS z lisovanej tablety, Cd plameňovou technikou AAS po rozklade vzorky zmesou kyselín a Hg metódou AAS-AMA

Výsledky a diskusia

Pri pedogeochemickom mapovaní povodia Popradu – horného toku Torysy (Čurlík et al., 2004) sa zistilo, že pôdne vlastnosti, ako aj obsah potenciálne toxických stopových prvkov v jednotlivých častiach študovaného regiónu sú veľmi odlišné. Rozdiely vyplývajú nielen z pestrého zloženia materských hornín, ale aj z odlišného využívania krajiny (poľnohospodárska a lesná pôda).

Pri poslednom výskume v oblasti Poprad – horná Torysa sme zistili, že vyššie položené oblasti – Levočské vrchy, Branisko a Čierna hora – majú vyšší obsah

Tab. 1
Obsah potenciálne toxických prvkov v pôde (mg·kg^{-1}) regiónu Poprad – horná Torysa
Content of potential toxic elements in soil (mg.kg^{-1}) of the Poprad – Upper Torysa region

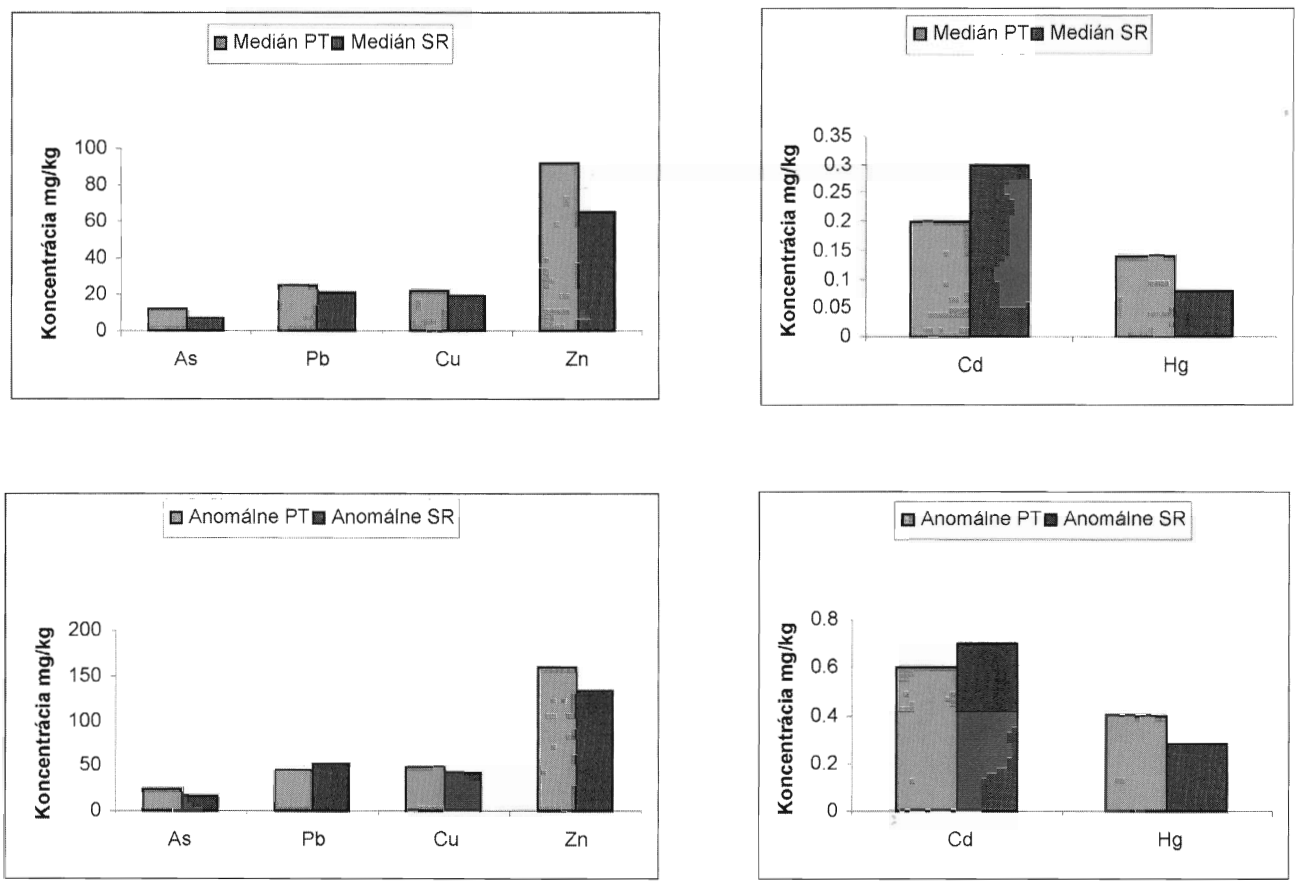
Štatistické parametre	As	Cd	Cu	Hg	Pb	Zn
minimum	3.9	< 0.1	8	0.02	9	31
dolný kvartil	9.4	0.1	16	0.10	22	74
medián	12.5	0.2	22	0.14	25	92
horný kvartil	15	0.3	29	0.22	31	108
maximum	61.6	1.5	141	5.03	257	581
aritmetický priemer	13.13	0.23	23.17	0.22	28.79	94.35
štandardná odchýlka	6.23	0.17	10.31	0.31	18.33	37.96
módus	13.6	0.2	19	0.12	24	111
variačný koeficient (%)	47.45	72.91	44.5	140.91	63.67	40.23
anomálna hodnota	23.4	0.6	48.5	0.4	44.5	159
Počet vzoriek	486	486	486	486	486	486

potenciálne toxických stopových prvkov ako ostatné časti regiónu. Podľa vyskytujúcej sa asociácie prvkov sa zistil priamy vzťah medzi kontamináciou a jej historickými alebo súčasnými zdrojmi. V Levočských vrchoch je to vzťah k historickým zdrojom – k pražiarni a úpravni rúd v Rudňanoch (As, Hg a Pb), a v oblasti Braniska a Čiernej hory k Cu hutám v Krompachoch (As, Cd, Cu, Zn a Pb). Štatistické údaje o potenciálne toxických stopových prvkoch sú v tab. 1.

Zdroj atmosférickej kontaminácie možno hľadať v Spišsko-gemerskom rudohorí, pre ktoré je charakteristická dlhodobá (historická) banská a úpravnícka činnosť. Dôsledkom jej dlhodobého pôsobenia (ťažba, doprava, pražiarne rúd, spracúvanie a úprava vyťaženej rudy) v oblasti je difúzna kontaminácia pôdy so zvýšeným podielom potenciálne toxických stopových prvkov.

Z porovnania mediánového a anomálneho obsahu potenciálne toxických stopových prvkov v A horizontoch pôdy celého Slovenska a regiónu Poprad – horný tok Torysy (obr. 1, 2, 3 a 4) vyplýva, že v skúmanom regióne sú anomálne hodnoty všeobecne vyššie, ako je celoslovenský priemer (Ševčík, 2004).

Pre pôdu (hlavne lesnú) v najvyšších častiach pohorí (kambizem podzolová, podzol typický, podzol kambizemný, ranker podzolový, rendzina typická, rendzina kambizemná) je charakteristický vyšší obsah nekvalitného humusu s prevahou fulvokyselín nad humínovými kyselinami na miestach, na ktorých sa akumulujú potenciálne toxické stopové prvky. V kyslých podmienkach a pri perkolačnom vodnom režime (hlavne pri silných



Obr. 1, 2, 3 a 4. Porovnanie mediánových hodnôt potenciálne toxických stopových prvkov regiónu Poprad – horná Torysa (Čurlík et al., 2004) a Slovenska (Šefčík, 2004).

Fig. 1, 2, 3 and 4. Comparison of median values of potential toxic trace elements of the Poprad – Upper Torysa region (Čurlík et al., 2004) and of Slovakia (Šefčík, 2004).

dažďoch a prívalovej vode) sa môžu prvky postupne vylúhovať do spodnejších častí pôdneho profilu, čo môže zvýšiť kontamináciu a potom zhoršiť kvalitu povrchových a podzemných vôd.

Záver

Vyšší obsah potenciálne toxických stopových prvkov, ktorý sa viaže hlavne na vyššie (horské) polohy Levočských vrchov, Braniska a Čiernej hory, potvrdzuje priamy vzťah k zdrojom kontaminácie nachádzajúcim sa mimo sledovaného regiónu. Asociácia As, Hg a Pb v Levočských vrchoch má priamy vzťah k historickým zdrojom v Rudňanoch a asociácia Cu, As, Cd, Pb a Zn k Cu hutám v oblasti Krompách. Z toho je zrejmé, že vysoké pohoria pôsobia ako bariéra zachycujúca kontaminanty prenášané vzduchom, ale vylúčiť nemožno ani diaľkový transport prvkov (As, Pb a Hg?).

Literatúra

Alloway, B. J., 1990: Heavy metals in soils. *Blackie, Glasgow and London, 339.*

Čurlík, J., 2003: Potenciálne toxické prvky a ich distribúcia v pôdach Slovenska. [Doktor. dizer práca.] *Bratislava, ŠGÚDŠ, 215.*

Čurlík, J., Šefčík, P., Gluch, A., & Polc, R., 2004: Pedogeochemická mapa regiónu povodia Popradu a hornej Torysy v mierke 1 50 000. *MŽP SR, ŠGÚDŠ, Bratislava, 64.*

Šefčík, P., 2004: Pozaďové a anomálne obsahy stopových prvkov v pôdach Slovenska. Geochémia 2004 (edit. O. Ďurža a S. Rapant). *Bratislava, ŠGÚDŠ, 42–45.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 441–443

Geologické dedičstvo a geoturizmus v Slovenskej republike

BARTOLOMEJ BALÁŽ[1] a BRANISLAV ŽEC[2]

[1]Katedra geopropagácie FBERG TU, Boženy Němcovej 32, 040 01 Košice, Slovenská republika; bartolomej.balaz@tuke.sk
[2]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika; zec@ gssr-ke.sk

(Doručené 13. 5. 2005)

Geological heritage and geotourism in Slovak Republic

Geological history of the Earth is written in minerals, rocks and in fossils. This record is our geological heritage, which we can use for educational, social and economical purposes; however, we should maintain it in its full quality for our descendants. We should maintain the geodiversity also due to its importance for ecological stability. Slovakia due to its variegated geological structure and its rich mining history has a considerable potential for development of geotourism in many forms (mining museums, geoparks, visitors mines, etc.). At the present there are in function only two open-air mining museums – in Banská Štiavnica and in Hodruša. There is also potential for construction of geological parks, especially in surrounding of old mining towns.

Key words: geological heritage, geotourism, geological-educational map, geopark

Úvod

Slovensko je malá, ale pozoruhodne rôznorodá krajina a vďaka komplikovanej geologickej stavbe sa v nej na malej ploche nachádza množstvo geologických, geomorfologických a krajinárskych osobitostí a zaujímavostí. Geograficky leží uprostred Európy (je križovatkou v smere V–Z, S–J) a ako výsledok prelínania sa rozličných etnických, kultúrnych a politických vplyvov je na jeho území veľmi veľa kultúrnych a historických pamiatok spätých najmä s baníckou, a teda aj s geologickou minulosťou, a jednou zo základných úloh výskumných, vzdelávacích, propagačných, ale aj turistických inštitúcií je spropagovať ich a zároveň umožniť spoznať zvláštnosti a zaujímavosti slovenskej prírody nielen domácim záujemcom, ale aj zahraničným návštevníkom.

„Záznam" histórie planéty Zem, jej geologickej stavby, ktorá významne vplývala (a vplýva) aj na rozvoj ľudstva (geomorfológia – komunikácie, osídlenie; lokalizácia ložísk nerastov a energetických zdrojov – rozvoj ľudskej spoločnosti, jej bohatstvo), možno prečítať z nej samej, aj keď z technických príčin je nám dostupná len jej najvrchnejšia časť – zemská kôra. Tento „záznam" geologických dejín je pre nás v istom zmysle *geologickým dedičstvom*. Toto dedičstvo je nesmiernym bohatstvom, ktoré môžeme – ak sme na to pripravení – využiť aj ekonomicky, ale na druhej strane je jeho zachovanie – „zakonzervovanie" pre nasledujúce generácie – „geokonzervácia" našou povinnosťou. *Geokonzervácia* sa dá chápať (Wimbledon et al., 1995; Sharples, 1995; Patzak a Eder, 1999) ako zachovanie podstatných (vnútorných), ekologických a (geo)dedičných hodnôt krajiny a patrí medzi základné a dôležité aktivity každého geológa. Je dôležitá nielen na zachovanie pestrej palety geologických, geomorfologických a pôdnych javov a procesov *(geodiverzity)*, ale aj preto, že geologické prostredie je bázou a „dejiskom" veľkej väčšiny ekologických procesov.

Jednou z možností zoznamovania sa záujemcov (foriem poznávania) s geologickým dedičstvom krajiny je *geoturizmus*. Tento termín sa začal častejšie používať od polovice 90. rokov 20. stor. Hose (1995, in Patzak a Eder, 1999) ho definoval ako „poskytovanie služieb informačných a servisných zariadení, ktoré umožňujú turistom, a teda aj geoturistom získavať poznatky a chápať geológiu a geomorfológiu lokality nad rámec bežného estetického vnímania". Geoturizmus sa chápe aj v inom, širšom zmysle a v iných súvislostiach. Podľa štúdie Združenia cestovného priemyslu (Travel Industry Association, ďalej TIA; Stueve, Cook a Drew, 2002) je druhom turizmu, ktorý „udržiava alebo zdokonaľuje geografický charakter navštíveného miesta – jeho životné prostredie, kultúru, estetické vlastnosti a dedičstvo jeho obyvateľov" (l. c.).

Geoturizmus má teda na jednej strane zvýšiť sociálne hodnoty lokality, ale na druhej úlohu zachovať ich na využívanie záujemcom – študentom, turistom a príležitostným rekreantom – aj do budúcnosti. Medzi obidvoma princípmi nie je neprekonateľný rozpor. Ide len o to, aby geoturistika prebiehala na báze trvalo udržateľného rozvoja.

Veľmi dobrým príkladom takéhoto rozvoja je geologická rezervácia v regióne Haute (horné Provensalsko, južné Francúzsko). Ročne ju navštívi okolo stotisíc turistov a do roku 2006 sa v nej vytvorí okolo 400 pracovných

príležitostí (Patzak a Eder, 1999). Kľúčom k takémuto úspechu bola identifikácia a konzervácia geologickej entity územia, určenie a pochopenie segmentu trhu – návštevníckej bázy, vytvorenie a používanie efektívnych informačných médií. Táto oblasť má stratigrafické rozpätie od karbónu po kvartér a je v nej veľa fosílií (hlavne z jury a eocénu).

V záujme úspešného rozvoja geoturistiky treba mať nevyhnutne na pamäti jej podstatu, charakteristiku, no najmä očakávania bežných návštevníkov – geoturistov, obsah a úroveň komunikácie medzi informačnými médiami či kustódmi a návštevníkmi. Pri príliš „vedeckom prístupe" totiž hrozí, že sa vytvorí priepasť medzi odborne vzdelanými odborníkmi alebo kustódmi a výrobcami informačných médií.

V niektorých prípadoch možno získať dosť informácií z už jestvujúcich sprievodcov. Účelné je napr. pripraviť informačné letáčiky o niektorých ľahko prístupných lokalitách, ktoré by pomohli otvoriť turistický trh. Turistickí sprievodcovia či operatéri môžu takého letáčiky záujemcom rozdávať a ako doplnkový program do nich zakomponovať aj návštevy lokalít, ktoré sú súčasťou ich ponúkaných produktov. Geoturizmus sa – na rozdiel od niektorých iných foriem – nemusí viazať iba na isté ročné obdobia, a tak zároveň môže pomôcť rozptýliť príliš vysokú momentálnu koncentráciu návštevníkov z oblasti kultúrnych, historických a iných pamiatok do geologických lokalít blízkeho okolia.

Dnes si už vládne aj nevládne, centrálne, ale aj lokálne inštitúcie mnohých krajín začínajú uvedomovať potenciál geoturizmu a jeho prínos hlavne do regionálneho rozvoja. V posledných piatich rokoch si takýto trend našiel svoje miesto aj u nás, a to najmä v propagácii geológie a v príprave geologicko-náučných máp pre laickú verejnosť. ŠGÚDŠ už v roku 2001 v rámci edície geologicko-náučných máp začal vydávať mapy regiónov Slovenska nadväzujúce na regionálne geologické mapy v mierke 1 : 50 000. Doteraz bola publikovaná mapa z Cerovej vrchoviny (Elečko et al., 2001) a z Vihorlatských vrchov (Žec et al., 2001). Mapy sú v slovensko-anglickej jazykovej verzii a obsahujú základné informácie aj o negeologických objektoch – o flóre, faune, ľudovej architektúre, napr. aj o drevených kostolíkoch a p. Obidve prezentujú rad geologicky významných lokalít a vcelku vydarená je aj ich formálna stránka s množstvom fotografií, nákresov, mapiek a pod.

Geologicky významná lokalita musí spĺňať rad pravidiel, a to na lokálnej, národnej aj medzinárodnej úrovni, a preto je nevyhnutné, aby sa na ich rešpektovanie vytvorili pracovné skupiny odborníkov schopných dodržať postup vyhlasovania geologicky významnej lokality na príslušnej úrovni (Wimbledon, 1999). Zároveň treba pripomenúť, že veľa geologicky významných lokalít sa do dnešných dní už nepodarilo zachrániť, a to z mnohých príčin (napr. urbanizácia atď.). Ich zánikom sa popri cenných geologických informáciach stratili aj možné súvislosti vedúce niekedy k pochopeniu vzájomných abiotických vzťahov v celom príslušnom regióne.

Významnou formou rozvoja geoturizmu a súčasne aj geokonzervácie väčších častí prírodného prostredia sú geoparky, ktoré by sa mali vytvárať na základe iniciatívy geológov zapojených do práce medzinárodných inštitúcií vytvorených UNESCO a plnenia jeho medzinárodných programov (Medzinárodný geologický korelačný program – IGCP, Medzinárodná geografická únia – IGU, Medzinárodná únia geologických vied – IUGS). Geológovia (in Eder a Patzak, 2001) konštatujú, že minerály, horniny, fosílie, pôda, zemné tvary a krajinné formy sú výsledkom a zároveň záznamom vývoja Zeme a integrálnou súčasťou jej prírody. Prítomnosť a život rastlín a živočíchov závisia nielen od klimatických pomerov, ale aj od geologického a geomorfologického prostredia (od nadmorskej výšky, reliéfu, vodných zdrojov a pod.), a preto majú geologické faktory veľký vplyv na biocenózu a biodiverzitu, ako aj na ľudskú spoločnosť (l. c.).

Geoparky majú slúžiť na vzdelávanie širokej verejnosti v geologickej a ekologickej oblasti, na geoturistiku ako súčasť trvalo udržateľného rozvoja, ako aj na ochranu geologického dedičstva pre budúce generácie. Podľa UNESCO by geopark mal byť dostatočne veľkým územím s jednoznačne vymedzenými hranicami, aby sa v ňom formou geoturistiky dala vyvíjať ekonomická aktivita. Takýto potenciál napr. nemajú malé skalné odkryvy, aj keď z vedeckého pohľadu môžu byť veľmi dôležité. Geopark by sa mal skladať z väčšieho počtu lokalít (odkryvov, defilé a pod.) a ich výnimočnosť alebo estetickosť by nemali byť jedinými charakteristikami. V geoparkoch môžu (ba žiada sa to) ako doplnkové byť aj archeologické, ekologické a iné kultúrne a historické zaujímavosti. Aby bol geopark ekonomicky efektívny, musí byť komunikačne ľahko dostupný a primerane osídlený (Patzak a Eder, 1999). Geopark UNESCO by mal zodpovedať kritériám Návrhu smerníc na vyhlasovanie geoparkov (Draft Geoparks Nomination Guidelines). Návrh na založenie geoparku sa dáva na osobitnom nominačnom formulári, posudzuje ho komisia UNESCO a potom ho konzultuje s vládnymi aj nevládnymi inštitúciami príslušného štátu. Zodpovedné orgány tohto štátu (na ochranu prírody, vodných zdrojov a pod.) majú právo aj povinnosť definitívne rozhodnúť o vhodnosti/nevhodnosti lokality na geopark.

V súčasnosti sa pripravuje otvorenie prvého slovenského geoparku v Štiavnických vrchoch, a to v spolupráci so ŠGÚDŠ, Slovenským banským múzeom a Slovenskou agentúrou životného prostredia. Oblasť Štiavnických vrchov patrí medzi najzaujímavejšie oblasti Slovenska a možno v nej vhodnou formou dať do súladu geologickú minulosť s baníckou históriou, a preto sa región na vytvorenie geoparku vybral medzi prvými. Doteraz sa v areáli banského skanzenu zriadila náučno-geologická expozícia *Geologický vývoj Slovenska*, ktorá zahŕňa desať zastávok s informačnými tabuľami o geologických epochách doplnených charakteristickými horninami. Ďalšia expozícia na 19 zastávkach v prírodnom prostredí na vrchu Paradajs približuje geologickú stavbu a vývoj štiavnického stratovulkánu vrátane histórie baníctva a geologického výskumu formou informačných tabúľ. Celý geopark, v ktorom sú zaujímavé prírodné geologické objekty a objekty s montanistickou a ekologickou tematikou, doplnia aj trasy

náučno-geologických chodníkov v územnom celku turistiky Štiavnické Bane.

S geologickou stavbou a vývojom je spätá aj genéza a výskyt ložísk nerastných surovín. Tieto ložiská – rúd, nerúd a energetických surovín – sú súčasťou zemskej kôry, aj keď sú v nej vlastne anomáliou. Ich výskyt bol a je podmienkou rozvoja ľudskej spoločnosti a jej ekonomickej prosperity. Pamiatkami na obdobia prosperity a rozkvetu sú historické banské mestá a banské pamiatky technického charakteru v ich okolí. V západnej Európe, najmä v Nemecku a Rakúsku, sú rozšírené tzv. turistické bane (Schau- und Besucherbergwerke).

Krajina s históriou baníctva, ako je Slovensko, má množstvo takýchto pamiatok, a to napr. v Štiavnických a Kremnických vrchoch, v Spišsko-gemerskom rudohorí, ale aj v iných častiach Slovenska. V týchto oblastiach sú známe banské mestá, mestečká a dediny (Banská Štiavnica, Kremnica, Rožňava, Gelnica, Smolník, Dobšiná a i.), ktoré vznikli a prosperovali hlavne vďaka ťažbe nerastných surovín v ich okolí. Baníctvo je už viac-menej minulosťou, ale zostali po ňom cenné a zaujímavé technické, kultúrne a historické pamiatky, no iba veľmi málo z nich sa využíva na geoturistiku. Spojením propagácie geologickej minulosti s baníckou históriou možno však príslušný región oživiť a zároveň pomôcť zachrániť rad vzácnych pamiatok.

Záver

Slovensko má vďaka svojej pestrej geologickej stavbe a bohatej histórii baníctva veľký potenciál na rozvoj geoturizmu v jeho rozličných formách (náučné chodníky, geoparky, turistické bane, geologické a banské skanzeny, múzeá a i.). Súčasný stav využívania tohto potenciálu – tri banské múzeá (v Banskej Štiavnici, Rožňave a v Gelnici) a tri skanzeny (v Banskej Štiavnici, Hodruši a v Solivare), vytváranie jedného geoparku (v Štiavnických vrchoch) a vydanie dvoch geologicko-náučných máp – nie je uspokojivý. V záujme rozvoja geoturistiky by bola veľmi vhodná teoretická príprava čiže príprava tzv. štúdie uskutočniteľnosti. V prvom kroku to značí vybrať vhodné lokality z geologického aj ekonomického pohľadu a zaktivizovať miestnych ľudí (samosprávu, občianske združenia a podnikateľov) a v ďalšom získať finančné prostriedky na vytvorenie, dobudovanie resp. rekonštrukciu príslušných objektov.

Literatúra

Eder, F. W., & Patzak, M., 2001: Geological heritage, 1–2, http://www.unesco.org/science/earthsciences/geological_heritage.htm

Elečko, M., Vass, D., Konečný, V., Gaálová, K., & Gaál, L., 2001: Geologicko-náučná mapa Cerovej vrchoviny, M 1 : 50 000. *Bratislava, Vyd. D. Štúra.*

Patzak, M., & Eder, W., 1999: „UNESCO GEOPARK" – new UNESCO Programme for the environment and sustainable development. *In: M. Felber (ed.), Geologia Insubrica, Rivista di Scienze della Terra; 4, 1, Atti del SIMPOSIO GEOTOPI.*

Patzak, M., 2001: Tourism and geodiversity: tourism and geodiversity, 1–9; http://egis.cefe.cnrs-mop.fr/Tourism

Wild, H. W., 1998: Schau- und Besucherbergwerke. Ein Fuehrer durch verborgene Welten. *Bode Verlag, Haltern, 336.*

Stueve, A. M., Cook, S. D., & Drew, D., 2002: The geotourism study: Phase 1 executive summary. National Geographic Traveller, 1–20; http: // www.nationalgeographic.com

Wimbledon, W. A. P., Benton, M. J., Bevins, R. E., Black, G. P., Bridgland, D. R., Cleal, C. J., Cooper, R. G., & May, V. J., 1995: The development of a methodology for the selection of British sites for conservation. Part 1. *Modern Geol., 20, 159–202.*

Wimbledon, W. A. P., 1999: Geosites: An international union of geological sciences initiative to conserve our geological heritage. *Polish geological institute, special issue, 2, 5–8.*

Žec, B., Kaličiaková, E., Žecová, K., Stercz, M., Rovňák, L., & Palko, L., 2001: Geologicko-náučná mapa Vihorlatských vrchov, M 1 : 50 000 (s vysvetlivkami). *Bratislava, Vyd. D. Štúra.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 444–447

Banskoštiavnický geopark

VLASTIMIL KONEČNÝ[1], JAROSLAV LEXA[1], JÁN SMOLKA[2], ŠTEFAN HURTÍK[3], MARTIN ŠINSKY[4] a MICHAL TONČÍK[4]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
[2]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Kynceľovská 10, 974 01 Banská Bystrica, Slovenská republika
[3]Slovenské banské múzeum, Trojičné námestie 1, 969 00 Banská Štiavnica, Slovenská republika
[4]Agentúra životného prostredia, Centrum programovania environmentálnych projektov, Kamerhofská 26, 969 00 Banská Štiavnica, Slovenská republika

(Doručené 13. 5. 2005)

The Banská Štiavnica Geopark

The areas of Štiavnické vrchy and Pohronský Inovec hills represent the denudation remnants of extended Tertiary andesite stratovolcano. The stratovolcano is distinct with large caldera origin, differentiated volcanic rocks (from basalt-andesites to rhyolites), the presence of intrusive complex, origin of horst structure and rare-metal (Au, Ag) as well as polymetallic (Pb, Zn, Cu) mineralizations. The economic mineralization initiated the extended mining, persisting from medieval times till recent. In 2001 the Banská Štiavnica Geopark started its existence in central part of the Štiavnické vrchy hills. It includes the exposition "Geological development of Slovakia" in the mining outdoor museum (at vicinity of the Klinger lake) and exposition in the natural environment of Paradajs hill (19 stops with the guide signs) about the geological setting and development of the Štiavnica stratovolcano, mining history and geological explorations. In the part of the Banská Štiavnica Geopark (Sitno – Štiavnické Bane) the opening of education-touristic paths with guide signs is prepared at geological and montanistic (mining) objects as well as objects of landscape ecology.

Key words: Geopark, andesite stratovolcano, exposition in nature, education-touristic path, Štiavnické vrchy hills

Úvod

Územie banskoštiavnického geoparku budujú prevažne vulkanické horniny štiavnického stratovulkánu. Vulkán je výtvorom andezitového vulkanizmu, ktorý bol aktívny na vnútornej strane karpatského oblúka v mladších treťohorách, v neogéne. Výsledkom vulkanickej činnosti je vulkanický areál na strednom Slovensku s väčším počtom stratovulkánov, z ktorých je významnejší stratovulkán Poľana, Javorie, Vtáčnik, stratovulkanická stavba Kremnických vrchov, a najmä zo všetkých najmohutnejší štiavnický stratovulkán.

Vulkanické horniny štiavnického stratovulkánu sú rozšírené na ploche vyše 2200 km^2, zaberajú oblasť Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca, v smere na S zasahujú do južných častí Kremnických vrchov, do Žiarskej kotliny a Vtáčnika. Smerom na J sú produkty tohto stratovulkánu uložené v morskom prostredí a pokračujú až po južné hranice Slovenska.

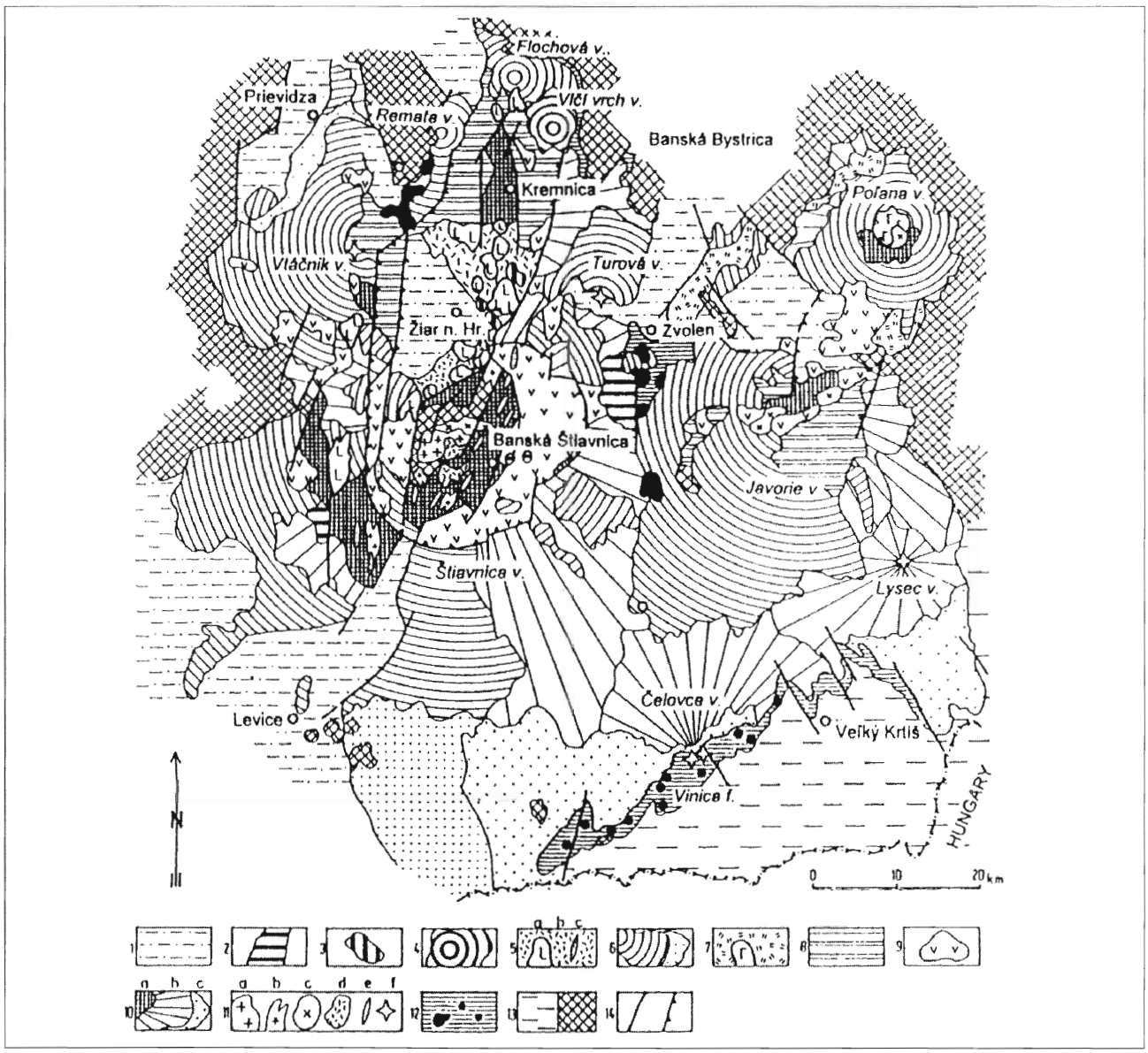
Stručná história štiavnického stratovulkánu

Štiavnický stratovulkán je najrozsiahlejšou a najzložitejšou štruktúrou vo vulkanických pohoriach na vnútornej strane karpatského oblúka. Vyznačuje sa veľkou kalderou, pestrosťou vulkanických hornín, výskytom subvulkanických intruzívnych komplexov a v závere drahokovovým zlato-strieborným a polymetalickým zrudnením, ktoré sa stalo základom baníckej činnosti, založilo slávu a viedlo k rozkvetu Banskej Štiavnice.

História stratovulkánu sa začala pred 15,5 miliónmi rokov v mladších treťohorách v spodnom bádene, keď južnú časť terajšieho územia Slovenska zaplavilo more a ležala v subtropickom pásme. Stratovulkán sa pri morskom pobreží vyvíjal v niekoľkých etapách vulkanickej aktivity, ktoré sa striedali s obdobiami dočasného vulkanického pokoja (Konečný, 1970).

Stratovulkán už vo svojom prvom vývojovom štádiu pri explozívnych erupciách striedajúcich sa s efúziami lávových prúdov dosiahol impozantné rozmery a jeho vrchol sa vztýčil do výšky vyše 3000 m. Južné svahy stratovulkánu zasahovali do pobrežnej zóny a produkty vulkanických erupcií sa ukladali v morskom prostredí v podobe tufu, tufopieskovca, brekcie a konglomerátov.

V pokročilejšom období prvej etapy sa v centrálnej zóne stratovulkánu umiestnili početné intrúzie andezitových porfýrov prevažne v podobe ložných telies, silov a lakolitov a na stratovulkanickom svahu vystupoval rad extruzívnych dómov a kupol. Vulkanická stavba prvej etapy sa označuje ako *spodná stratovulkanická stavba*.



Obr. 1. Štruktúrna schéma stredoslovenských neovulkanitov (Konečný et al., 1995). 1 – sedimenty intravulkanických depresií. 2 – produkty alkalického bazaltového vulkanizmu, lávové prúdy, neky, troskový kužeľ (panón až kvartér). 3 – lávové prúdy, ložné intrúzie bazaltického andezitu (panón). 4 – stratovulkán bazaltického andezitu Vlčí vrch (panón). 5 – produkty ryolitového vulkanizmu jastrabskej formácie (vrchný sarmat): a – extrúzia, lávový prúd, b – dajka, c – pyroklastiká a epiklastiká. 6 – andezitové stratovulkány a vulkanoklastiká (sarmat). 7 – ryodacitový vulkanizmus strelníckej formácie (spodný sarmat), extrúzie a tufy. 8 – efuzívne komplexy bázického a intermediárneho andezitu vo výplni grabenov (vrchný báden). 9 – extrúzie (lávové prúdy a vulkanoklastiká acidného andezitu vo výplni grabenov a kalder (vrchný báden). 10 – andezitové stratovulkány (spodný – stredný báden): a – propylitizovaný komplex centrálnej zóny, b – stratovulkanický komplex proximálnej zóny, c – epiklastické fácie (pieskovec, konglomeráty, brekcia) distálnej zóny. 11 – intruzívne komplexy: a – granodiorit, b – granodioritový porfýr, c – diorit a dioritový porfýr, d – ložné intrúzie kremitodioritového porfýru, e – dajky kremitodioritového porfýru, f – nek. 12 – extruzívne dómy a brekcie amfibolicko-pyroxenického andezitu ± granát – spodný báden. 13 – predvulkanické podložie: a – spodnomiocénne sedimenty, b – predterciérne horniny. 14 – a – zlom, b – zlom ohraničujúci kaldery a grabeny

Fig. 1. Structural scheme of Central Slovakian Neovolcanites (Konečný et al., 1995). 1 – sediments of intravolcanic depressions. 2 – products of alkaline basalt volcanism, lava flows, necks, scoria cone (Pannonian to Quaternary). 3 – lava flows, sill intrusions of basalt andesite (Pannonian). 4 – stratovolcano of basalt andesite Vlčí vrch (Pannonian). 5 – products of rhyolite volcanism of Jastrabá Formation (Upper Sarmatian). a – extrusion, lava flow, b – dyke, c – pyroclastics and epiclastics. 6 – andesite stratovolcanos and volcaniclastics (Sarmatian). 7 – rhyodacite volcanism of Strelníky Formation (Lower Sarmatian), extrusions and tuffs. 8 – effusive complexes of basic and intermediate andesite in the graben fillings (Upper Badenian). 9 – extrusions (lava flows and volcaniclastics of acid andesite in the graben and caldera filling (Upper Badenian). 10 – andesite stratovolcanoes (Upper – Middle Badenian): a – propylitized complex of the central zone, b – stratovolcanic complex of proximal zone, c – epiclastic facies (sandstone, conglomerate, breccia) of the distal zone. 11 – intrusive complexes: a – granodiorite, b – granodiorite porphyry, c – diorite and diorite porphyry, d – sill intrusions of quartz diorite porphyry, e – dykes of quartz diorite porphyry, f – necks. 12 – extrusive domes and breccia of amphibole-pyroxene andesite ± garnet – Lower Badenian. 13 – pre-Volcanic footwall: a – Lower Miocene sediments, b – pre-Tertiary rocks. 14 – a – fault, b – fault delimiting caldera and grabens.

V nasledujúcom období dočasného vulkanického pokoja (vo vrchnom bádene) vulkán v značnej miere podľahol denudácii, ktorá predovšetkým znížila jeho výšku. Pri prvých poklesových pohyboch vznikajúcej kaldery sa vo vrcholovej oblasti stratovulkánu vytvorila depresia s močiarno-jazernou sedimentáciou (2. etapa) a v subvulkanickej úrovni pri poklesových pohyboch centrálneho bloku vznikli podmienky na umiestnenie granodioritovej a dioritovej intrúzie (hodrušsko-štiavnický intruzívny komplex).

Pokračujúce poklesy vo vrcholovej oblasti vulkánu viedli k náhlym a dramatickým zmenám. Pri nasledujúcich mohutných erupciách popolovopemzového tufu sprevádzaných sériou kolapsov kalderového bloku do vrchných úrovní sčasti vyprázdneného magmatického rezervoára sa na povrchu stratovulkánu sformovala rozsiahla kalderová depresia veľká okolo 18 x 22 km, ktorú pri erupciách zapĺňal popolovopemzový tuf a vyššie lávové prúdy a extrúzie biotiticko-amfibolického andezitu v celkovej hrúbke 350–500 m.

V nižších úrovniach klesajúceho kalderového bloku prenikal do vulkanických hornín rad ložných intrúzií a dajky kremitodioritových porfýrov.

V sarmate sa obnovila aktivita vulkanizmu pyroxenických andezitov (4. etapa). Pri explozívnych erupciách a efúziách lávy vznikli menšie satelitné stratovulkány v oblasti kaldery (sitniansky vulkán) aj na svahoch staršieho bádenského stratovulkánu. Denudačné zvyšky týchto vulkánov sarmatského veku sa súborne označujú ako *vrchná stratovulkanická stavba*. Vznikom mladších stratovulkánov na povrchu staršej spodnej stratovulkanickej stavby sa veľmi zmenila morfológia i rozmery vulkanickej stavby.

Vo vrchnom sarmate nastala ďalšia dramatická zmena. V centrálnej časti kaldery sa zdvihol veľký blok a sformovala sa hrastová stavba – *hodrušsko-štiavnický hrast*. Výstup hrastového bloku bol sprevádzaný ryolitovým vulkanizmom a súčasným poklesom Žiarskej kotliny (5. etapa). Pri zdvihu sa hrastový blok rozpadal pozdĺž zlomov a zlomových zón na časti. Zlomy pri východnom okraji hrastu, prevažne smeru SV–JZ (štiavnická časť), poslúžili na výstup rudonosných roztokov a vznik drahokovových a polymetalických rudných žíl štiavnického rudného poľa.

V panóne – pred 7,2 miliónmi rokov – vznikli pri východnom okraji hrastu dva menšie bazaltové vulkány. Svedectvom o ich existencii sú dve bazaltové telesá predstavujúce obnažené prívodové systémy – *vulkanické neky* k povrchovým vulkánom. Je to bazaltové teleso vrchu Kalvária (s Krížovou cestou a barokovým kostolíkom na vrchole) a bazaltové teleso odkryté zárezom železnice pri samote Kysihýbeľ.

Posledným prejavom bazaltového vulkanizmu bol vznik menšieho vulkánu Putikov vrch na západnom svahu štiavnického stratovulkánu v podobe troskového kužeľa s lávovým prúdom. Lávový prúd sa pohyboval na S a prehradil tok paleohrona. Pozícia lávového prúdu na terase paleohrona poukazuje na obdobie risu, čo zodpovedá veku okolo 140–130 tisíc rokov (Šimon a Halouzka, 1996).

Denudačné procesy, ktoré po skončení vulkanickej aktivity štiavnického stratovulkánu (zhruba pred 10 mil. rokov) modelovali Štiavnické vrchy do dnešnej podoby, boli najintenzívnejšie v centrálnej časti pohoria a ich účinkom sa oblasti maximálneho zdvihu v západnej (hodrušskej) časti odstránili vulkanické a obnažili horniny predvulkanického podložia v rozsiahlom meradle. V prostredí hornín predvulkanického podložia bola odkrytá granodioritová a dioritová subvulkanická intrúzia a ďalšie intruzívne komplexy. Vo východnej (štiavnickej) časti hrastu denudačný zrez odkryl nižšie úrovne spodnej stratovulkanickej stavby. Tento zrez odhalil na povrchu aj rudné žily s drahokovovou a polymetalickou mineralizáciou. Bohatstvo rudných žíl sa stalo základom baníckej činnosti a bolo príčinou založenia a rozkvetu Banskej Štiavnice.

Dôvody na založenie banskoštiavnického geoparku

Štiavnické vrchy sa vyznačujú nezvyčajne pestrou a zložitou geologickou stavbou. Zahŕňa širokú škálu hornín od najstarších období v podobe kryštalických bridlíc a granitoidov hercýnskeho orogénu (z obdobia zhruba pred 340 mil. rokov), mladšieho paleozoika (karbón, perm), mezozoika a paleogénu vystupujúcich na povrch v oblasti hrastu, ale stavbu štiavnického stratovulkánu tvoria najmä horniny treťohorného andezitového vulkanizmu.

Vďaka úsiliu mapujúcich a ložiskových geológov objasniť základné prvky geologickej stavby a jej vzťah k metalogenetickým procesom vzniku drahokovovej a polymetalickej mineralizácie je dnes geologická stavba Štiavnických vrchov detailne známa a doložená geologickou mapou v mierke 1 : 50 000 (Konečný et al., 1998). Získané poznatky v podobe novej syntézy stavby a vývoja štiavnického stratovulkánu umožňujú predložiť ich prístupnou formou širokej verejnosti.

Návštevník banskoštiavnického regiónu sa pri terénnych pochôdzkach môže prostredníctvom pozoruhodných prírodných útvarov zoznámiť s vulkanickými horninami, procesmi a formami vulkanických telies. Pre odkrytie hlbších podpovrchových úrovní denudačným zrezom možno vysvetliť vzťahy podpovrchových intruzívnych komplexov a vulkanických prívodov k povrchovej vulkanickej stavbe, čo je unikátne aj v celosvetovom meradle.

Štiavnické vrchy, najmä hodrušsko-štiavnický rudný región, boli oblasťou baníckej aktivity už od najstarších dôb. Podľa archeologických nálezov sa predpokladá, že sa banícka činnosť v tomto regióne začala už v bronzovej dobe, pokračovala za čias keltskej civilizácie (v 3.–1. stor. pred naším letopočtom), ako aj Rímskej ríše a dosiahla rozkvet najmä v stredoveku. Drahé kovy a polymetalické zrudnenie sa ťažili aj v novoveku do nedávneho obdobia, keď sa v roku 1992 ťažba zastavila a do dneška prežila iba banská prevádzka ťažby zlata v bani Rozália.

Po banskej činnosti sa zachovalo množstvo historicky cenných pamiatok, ktoré vzbudzujú pozornosť a záujem nielen odborníkov, ale aj širokej verejnosti.

V súvislosti s dobývaním, ťažbou a úpravou rúd prebiehal v tomto regióne významný pokrok aj vo výskumných metódach, v technológii banského dobývania a prejavil sa

v rade objavov a vynálezov. Jeho nositeľom najmä Banícka akadémia v Banskej Štiavnici založená roku 1762, prvá v Európe.

Baníčka činnosť a jej dôsledky hlboko zasiahli do prírodného prostredia regiónu. Zostali v ňom banské diela, haldy horninového materiálu a v súvislosti s rozvojom ťažby rúd vznikli umelé jazerá, čo zanechalo pečať v ekológii krajiny a životného prostredia a vyvolalo problémy vyžadujúce riešenie.

Preto sa z iniciatívy Ministerstva životného prostredia SR rozhodlo zvoliť banskoštiavnický región pre jeho prednosti, pozoruhodnosti jeho geologickej stavby, bohatú baníckú históriu a pamiatky na baníckú činnosť, ako aj pre otázky súvisiace s krajinnou ekológiou ako vhodný na zriadenie geoparku. Obstarávateľom projektovej úlohy je Ministerstvo životného prostredia SR, dodávateľom na realizáciu projektu Štátny geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave, Slovenské banské múzeum v Banskej Štiavnici a centrum prípravy environmentálnych projektov v Banskej Štiavnici pri Slovenskej agentúre životného prostredia. Realizované práce projektoval Štátny geologický ústav D. Štúra v Bratislave.

Záver a realizované práce geoparku

V areáli banského skanzenu (pod jazerom Klinger) sa zriadila náučno-geologická expozícia Geologický vývoj Slovenska zahŕňajúca desať zastávok s informačnými tabuľami o jednotlivých geologických epochách doplnených charakteristickými horninami. Po úvodnej tabuli, informujúcej všeobecne o geologickej stavbe Slovenska a jej pozícii v geologickej stavbe Európy, nasledujú tabule o historickom vývoji Zeme a po nich tabule venované geologickému vývoju jednotlivých období (od paleozoika po kvartér) doložených na Slovensku horninovými komplexmi územných celkov. Posledná zastávka poskytuje informácie o nerastných surovinách Slovenska.

Ďalšia expozícia v prírodnom prostredí na vrchu Paradajs na deväťnástich zastávkach s informačnými tabuľami približuje geologickú stavbu a vývoj štiavnického stratovulkánu vrátane histórie baníctva a geologického výskumu. Kombinácia náučných tabúľ s výkladom o vývojových etapách štiavnického stratovulkánu (vrátane horninových komplexov podložia) a vzoriek hlavných typov hornín ponúka jedinečnú príležitosť na pochopenie geologickej stavby a sopečných procesov, ktoré túto krajinu utvárali.

V roku 2004 sa určili trasy náučno-geologických chodníkov v územnom celku turistiky Štiavnické Bane, na ktorých sú zaujímavé prírodné geologické objekty a objekty s montanistickou a ekologickou tematikou. K nim sa z oblasti geológie, montanistiky a ekológie spracovali scenáre náučných tabúľ, ktoré názorne zoznamujú návštevníka geoparku s vulkanickými procesmi a horninami štiavnického stratovulkánu, s historickými dokladmi a pamiatkami baníckej činnosti minulých dôb, ako aj s krajinnou ekológiou malebných Štiavnických vrchov.

V roku 2005 sa podobne spracujú náučno-turistické chodníky v banskoštiavnickom územnom celku.

Literatúra

Konečný, V., 1970: Vývoj neogénneho vulkanického komplexu Štiavnického pohoria. *Geol. Práce, Spr., 51, 5–46.*

Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Dublan, L., Šimon, L., Stolár, M., Nagy, A., Polák, M., Vozár, J., Havrila, M., & Pristaš, J., 1998: Geologická stavba Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán). *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Šimon, L., & Halouzka, R., 1996: Pútikov vŕšok volcano: The youngest volcano in the Western Carpathians. *Slov. geol. mag., 2, 103–123.*

Smolka, J., et al., 2000: Projekt geologickej úlohy č. 04 00 Zriadenie banskoštiavnického geoparku. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 448–451

Geological heritage, geological sites and geotourism the Vihorlatské vrchy Mts. (Slovakia)

BRANISLAV ŽEC, MARIÁN STERCZ and KATARÍNA ŽECOVÁ

Geological Survey of the Slovak Republic, RC Košice, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovak Republic

(Received 30. 5. 2005)

Abstract

The Vihorlatské vrchy Mts. are very important from a viewpoint of the geological heritage and abounds with interesting geosites, but only several of them have been registered and have already obtained status of geoconservation. The whole region is important from the viewpoint of water management, soil protection, geology, flora and fauna protection, as well as forestry. Well-equipped tourist and educational trails allow visitors a deeper knowledge of the Vihorlat area nature beauties. The declared large- and small-space protected areas (landscape, botanical, etc.) comprise Vihorlat Protected Landscape Area, Zemplínska Šírava Protected Area, 6 national nature reserves, 11 nature reserves and 5 nature monuments.

Key words: geological heritage, geosites, geological-educational map, geotourism, Neogene volcanism, Vihorlatské vrchy Mts.

A part of the most interesting geological heritage of the Eastern Slovakia is located at the border area with Ukraine, in the territory of the Zemplín region, where some potential geosites lie in the area of the Vihorlatské vrchy Mts. (Fig. 1). This volcanic field extend over the area exceeding 500 km^2. The heights of the mountain on the Slovak side vary from 150–300 m a. s. l. in the foothils to 400–600 m in the inner depressions and up to 900–1000 m at the crests of the main range. The highest summits Vihorlat (1075 m a. s. l.), Nežabec (1023 m a. s. l.), Motrogoň (1017,9 m a. s. l.), Sninský Kameň (1005 m a. s. l.) are located in the central part of the mountain. In geological approach, volcanic field represents easternmost volcanic mountain of Slovakia. From the geological point of view this area represents volcanic mountain, which originated in Tertiary – during Neogene, when the calc–alkaline lavas erupted. The eruptions, as well as the andesite lava effusions formed several larger and smaller andesitic stratovolcanoes. Prominent volcanic activity was a very important geological factor shaping the relief of massif that has been controlled by denudation, erosion and fluvial processes.

Geological setting

The geological setting of the Vihorlatské vrchy Mts. (Žec et al., 1997a, b) is rather complicated and main volcanic structures are located across of units of the Inner and Outer Carpathians. Here the rocks of the Humenné Mesozoic, Klippen Belt Mesozoic, "Klippen Belt" Paleogene, Inner Carpathian Paleogene, Neogene and Quaternary are exposed. The above units belong to the Inner Carpathians. The Magura Paleogene (Outer Flysch) crops out north to the above geological units and belongs to the Outer Carpathians.

The most interesting geological unit from the geomorphological, geological and other points of view is Neogene volcanic mountain. The volcanic activity in the Vihorlatské vrchy Mts. area started during Lower Badenian (approximately 16–15 Ma). This type of activity is represented by rhyodacite tuffs similar to Hrabovec tuffs. The volcanic activity continued 12.5 Ma ago (in the Middle Sarmatian) by intrusion of volcanic bodies of rhyodacite composition (the Beňatinská voda rhyodacite). In the south-western part of the region, the similar volcanic character produced morphologically distinct large-dimension extrusive bodies of the Vinné andesite complex – so-called extrusive domes. We can see them in the area of Vinné, Trnava n. Laborcom, Porúbka, and south of Kamienka and Modra n. Cirochou villages.

The most violent volcanic activity was taking place from the Late Sarmatian up to the Lower Pannonian (approximately 12.5–9.5 Ma). The origin and evolution of andesite volcanoes and stratovolcanoes is a characteristic feature of this period. The common feature of this volcanic activity is its prevailingly explosive offset with gradual increment of effusive activity. Its end is characterized by intrusions of volcanic (so-called intrusive) bodies. The explosive activity was of Strombolian, Vulcanian and Plinian types. In the course of the above explosive-effusive

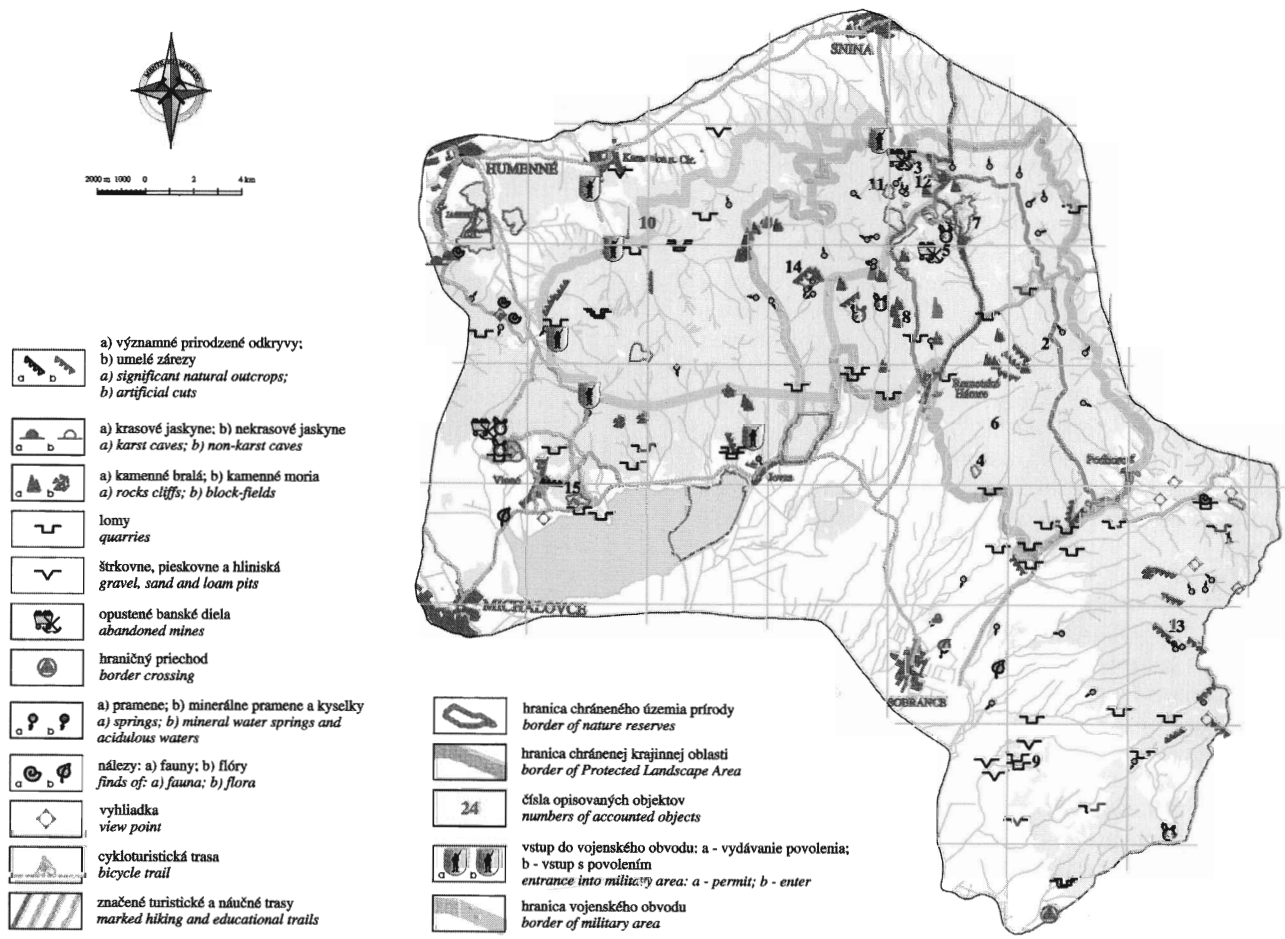


Fig. 1. Selected geosites of the Vihorlatské vrchy Mts.

activity two distinct andesite stratovolcanoes chains were formed. The eastern one, of the south-east – north-west direction comprises morphologically isolated stratovolcanoes Popriečny, Diel and Morské oko. The western one of the south-west – north-east direction is created by morphologically conjunct stratovolcanoes Kyjov, Sokolský potok and Vihorlat, up to Morské oko, where both chains are conjoined (Kaličiak et al., 1985). Rather eccentric is the explosive volcano Kamienka, covered by lava flows of Kyjov, Sokolský potok and Morské oko stratovolcanoes.

The enormous amount of the Quaternary deposits occurs on the north and south submontane part of the Vihorlatské vrchy Mts. To the end of Pliocene (approximately 1.8–5 Ma), the lake below Vihorlatské vrchy Mts. had been gradually changing into swamps and marshes, with deposition of various organic sediments. The great portion of them had been removed by subsequent erosion and denudation processes. At that time, on the fault contact of the Humenské vrchy Mts. and the Vihorlatské vrchy Mts., travertines were formed.

The climatic conditions frequently changed. In the colder periods during Pleistocene (approximately 1.8 až 0.1 Ma) a huge amount of material was lost due to intense mechanical weathering. The dissected relief led to gravitational transport. By this way, stony "seas" and blocky fields have originated. In the adjacent regions the loess has been produced, today characterized in terms of loessy loams. Approximately 100 000 years ago (during a so-called last glacial period), forming of peat started in the "Šírava Depression" and has continued further on. The lakes have been formed in the Vihorlatské vrchy Mts., starting to be filled by organic or inorganic material. The peat bogs Podstavka, Hypkana and Ďurova mláka have originated. The Morské oko Lake is dated back to this period, too.

Draft candidate list of geosites

Geosites record the important physical phenomena from which we can trace evolutionary history of subjected area (Žec et al., 2004). The Vihorlatské vrchy Mts. are more than 10 million years old and this draft comprises some interesting geological sites.

1. The Beňatiná water – rhyodacite: North-east of the Beňatiná village, in the Beňatinská voda Creek valley, the extrusive rhyodacite body with garnet, exposed in an abandoned quarry, is cropping out. In the rhyodacite we can find tiny garnet crystals reaching 0.3 mm dimensions.

They occur only sporadically. The radiometric age of the rhyodacite is 12 ± 0.5 Ma (Middle Sarmatian). The extrusive body is situated below explosive-effusive products of the Popriečny Stratovolcano.

2. Bystrá: A morphologically distinct volcanic body – so-called dyke – is cropping out the upper part of the Bystrá Brook valley, within the central volcanic zone of the Bystrá Formation of the Diel stratovolcano. It reaches a thickness of 3–5 m at length of 150 m. The dyke strikes north-south to north-east – south-west direction, and it has typical polygonal jointing oriented perpendicularly to dyke's strike. The dyke is exposed up to 8 m above the surface.

3. Čierny potok: This intersting geological site is situated on northern slopes of the Morské oko Stratovolcano. The remnants of lava flows are exposed here in form of isolated outcrops. They are documenting the geological and geomorphologic evolution of the volcanic mountain range.

4. Drieň: This area is located on the south-west slopes of the Diel Stratovolcano, covering the area of 11.25 hectare. The Diel elevation (345 m a. s. l.) represents a distinct morphological elevation of basaltic andesite, which arises from the evenly relief of lava flows. It is represented by massive blocky andesite with fluidic structures on its rims – they led to its laminar disintegration. The dips are oriented into the centre of the body. The radiometric age is estimated at 11.8 ± 0.6 and 11.9 ± 0.5 Ma (Middle Sarmatian).

5. Kapka: The geological site is situated in the central part of the Morské oko Stratovolcano, approximately 700 m south-west of the Morské oko Lake, on the slope above the Kapka Brook. An extensive body (350 x 200 m) of secondary quartzites is exposed here. It is characterized by light-grey, greenish and pinkish-spotted metasomatic rocks with a rich mineral assemblage. Besides the quartz, following minerals have been distinguished: mica, diaspore, topaz, andalusite, corundum, tridymite, dumortierite, rutile, fluorite, tourmaline, monasite, apatite and kaolinite. Secondary quartzites represent a "cap" of the apical part of diorite porphyry intrusion. Their origin is connected with hydrothermal activity within central volcanic zone.

6. Majmová: In the central and transitional volcanic zone of the Diel Stratovolcano, morphologically distinct volcanic forms – dykes – are exposed. These linear bodies with an average width of 5 to 12 m can be observed at the length of 80 to 100 m. An dyke example, with columnar jointing oriented perpendicular to the dyke course, can be observed below the Majmová elevation, protruding from the neighbouring rocks up to 15 m. The andesite dyke may be followed to a total length of 450 m.

7. Morské oko (Sea Eye): This National Nature Reserve was declared to protect biological values of the Morské oko Lake, its flora and fauna associations typical for East Slovakia volcanics and the surrounding landscape, with scientific-research, educational and cultural goals. The protected area comprises the Morské oko Lake and surrounding beech forest stands, which serve as the buffer protection zone. The lake is situated at the altitude of 618 m a. s. l. Its formation was conditioned by a huge landslide, which took place in the Upper Holocene. The landslide dammed the valley of the Okna Brook and created the lake. Due to its origin, isolation and water, with lack of mineral matter, a specific water regime has developed. In the lake itself, an accelerated process of ageing is taking place, which is leading to changes in former ichthyofauna, as well as to rapid annual alterations of water level. The reserve covers 108.48 hectare, the water surface area is 13.8 hectare.

8. Múr: Isolated relics of two to three lava flows in the vicinity of the Múr elevation (832.5 m a. s. l.) are represented by andesites of the Sninský kameň Stratovolcano. The lava flows have blocky jointing with transitions to platy jointing and almost horizontally positioned. Within the profile, we may observe layers of the red-coloured lava breccia (on the bottom), with transition from blocky jointing into platy jointing of the lava flow. At places, the lava breccia tongue-like penetrates into the monolithic lava. The thickness of the lava flows ranges from 8 to 12 m.

9. Orechová: Lava flows of the Popriečny Stratovolcano form tongue-like unidirectional bodies with an average thickness of about 25 to 30 m or more. The lava flows have a character of extensive bodies. In the quarry east from Orechová (below the elevation 196.3 m), we may observe a typical closing of fluidity planes, which proves for the existence of former communication channel, through which more fluid part of lava was flowing within the final consolidation stage of lava body.

10. Ostrá Stráň: Approximately 1 km east of the Kamienka Village, on the southern slopes of the Stráň elevation (492.4 m a. s. l.), pyroclastic products of the Kamienka Stratovolcano are cropping out. The entire structure is exposed due to erosion cut of the Kamenica Brook. Exposed volcanic zone comprises also communication channels, i. e. necks and dykes. The superincumbent of the Kamienka Stratovolcano products is represented by effusive series of Morské oko and Sokolský potok stratovolcanoes.

11. Podstavka: This geological site is located at an altitude of 763 m a. s. l. It is also National nature Reserve that was declared in order to protect the unique fen peat biotopes with rare flora species for scientific-research goals. The peat bog itself measures 1.59 hectare. The average thickness of the turf is 12.5 m, and the maximum one is 21 m. Its development started 8000 years ago, in Lower Holocene.

12. Sninský kameň: This geosite is one of the most picturesque nature forms of the whole region. The rocky plateau covers 1.62 ha. The most distinct morphological form is the lava flow relic, which creates the Sninský kameň elevation itself (1005 m a. s. l.), situated north-west of the Morské oko Lake. The relics of lava flow of andesite composition are arranged in line of rocky cliffs with a height of 15–20 m with a total length of 300 m. The age of lava flows is reported as 10.4 ± 0.5 Ma. The cliffs themselves have a character of a flat summit, from

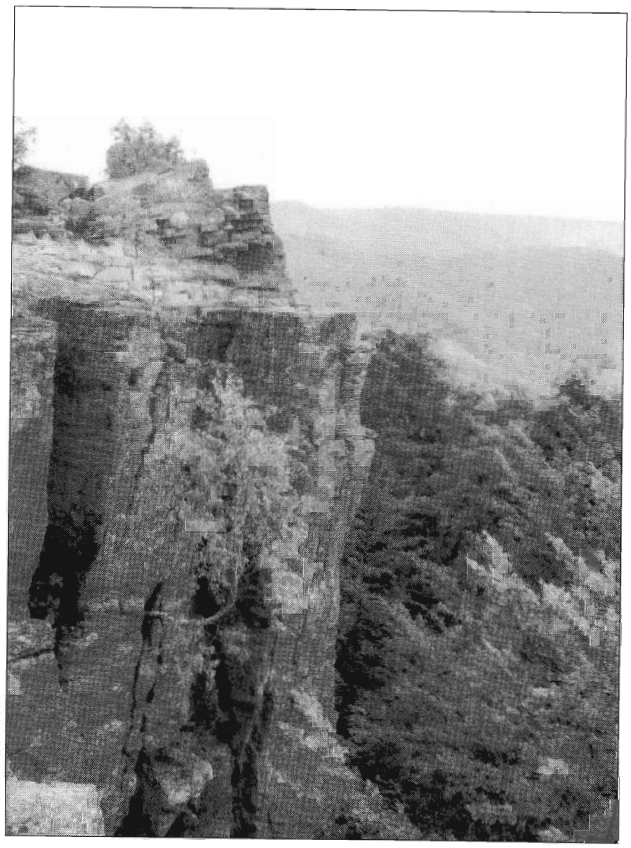


Fig. 2. Lava flows of the Sninský kameň Formation, triangular point Sninský kameň 1005 m a. s. l., Morské oko Stratovolcano.

which a nice panorama (Fig. 2) of the Vihorlatské vrchy Mts., the Morské oko Lake and northern Paleogene Flysch is showed. The cliffs are available via steel paths and ladders equipped with stair rails and they are a compound of Educational Trail Morské oko Lake – Sninský kameň – Sninské rybníky.

13. Temlov: 1500 m south-west of the Bačkajovský vrch elevation (958 m a. s. l.) in the upper part of the Breznický potok Brook valley and north-east of the Priekopa Village cliffs of the fallen pyroclastic deposits crop out at a length of 150 m. They represent lapilly-pumice tuffs, Vulcanian breccias and agglomerates several tens of metres thick. The agglomerates consist of blocks of fragmented lava and pyroclastic bombs reaching 0.5 m dimensions. The bombs have spherical and cauliflower-like shape. Lapilly and pumice deposits are composed of angular and subangular pumice of 1–5 cm dimensions and lapilli reaching up to 3 cm. At places, the pumice portion is 60 % of the deposit. The fragments of crystals are present, too. The volcanic products document so-called Vulcanian eruption type.

14. Vihorlat: The Vihorlat elevation itself (1075.4 m a. s. l.) represent a central protrusion (volcanic body), built up of andesites with blocky jointing. The steep southern slope, just below the summit, is covered by blocky debris. The age of the protrusion is estimated at 9.7 ± 0.7 Ma. There is spectacular panoramic view of the Vihorlatské vrchy Mts. from the summit.

15. Viniansky hradný vrch: This geological site is situated west of the Vinné and east of the Trnava n. Laborcom Villages. The andesite body of the Vinné castle is an example of morphologically distinct form. Its section is almost isometric to irregularly elliptic. The inner blocky structure of the body is exposed on the south-east limit of the abandoned quarry. The radiometric age of andesite is estimated at 12 ± 0.5 Ma (Middle Sarmatian).

Geotourism and geological-educational map

Tourist routes with some geological sites, ethnographic curiosities and other remarkable sites are typical for this region. For visiting of this area there serve also the geological-educational map (Žec et al., 2001) that comprises map and booklet with explanations. The front side of the map presents the geology of the region. The reverse side includes information on geological setting of the region and some of its volcanological aspects as well as on fauna and flora and regional ethnography. Illustrative parts of the map are photographs, schemes and thematic maps. The booklet provides text explanations to the map, imparting information on living and inorganic nature and descriptions and schemes of the Vihorlatské vrchy Mts. An information on recreation and tourist opportunities, as well as thematic dictionary, are also provided.

Conclusions

The environment of the Vihorlatské vrchy Mts., together with many elements of human activity, give the country a specific complexity full of unusual charm and uniqueness. The most valuable and accessible geological sites by regional network after the selection will be proposed as new candidates to the European list.

References

Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., & Konečný, P., 1995: Geologická stavba Vihorlatských vrchov. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 18, 98.*

Žec, B., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S. ml., Karoli, S., Baňacký, V., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, L., & Spišák, Z., 1997a: Geologická mapa Vihorlatských a Humenských vrchov, M 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Žec, B., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S. ml., Baňacký, V., Karoli, S., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, L., Spišák, Z., Bodnár, J., Jetel, J., Boorová, D., & Zlinská, A., 1997b: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov, M 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ, 254.*

Žec, B., Kaličiaková, E., Žecová, K., Stercz, M., Rovňák, L., & Palko, L., 2001: Geologicko-náučná mapa Vihorlatských vrchov. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Žec, B., Stercz, M., Žecová, K., & Kaličiaková, K., 2004: Geosites, nature protection, geoturism and geological-educational map of the Vihorlatské vrchy Mts., Slovakia. 2nd International Maar Conference, Hungary-Slovakia-Germany, Budapest, *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary, Vol. 233, Abstract Vol., 106.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 452–453

Geologické exkurzie – súčasnosť a budúcnosť

MÁRIA BIZUBOVÁ a LÍDIA TURANOVÁ

Katedra fyzickej geografie a geoekológie, Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovenská republika

(Doručené 22. 3. 2005)

Geological excursions: Recent and future

The principal information about the country, being provided by geological sciences, allows to understand its behaviour as well as common or catastrofic natural processes, their results and consequences. It allows to perceive the geographic peculiarities of the country and relations between the rock environment and further components of the country. The available information about country forms the positive relation to living environment. The contribution is addicted to geological excursions, their importance and perspectives and introduces the guide-book Geological excursions in Slovakia.

Key words: excursions, geological excursions, guide-book, geological museum in nature

Exkurzie a vychádzky do prírody na geologicky zaujímavé miesta by mali byť neodmysliteľnou súčasťou geovedného vzdelávania na všetkých stupňoch škôl vrátane vzdelávacích programov a kurzov pre učiteľov prírodovedných predmetov, ale aj pre pracovníkov rozličných oblastí verejnej správy. Geologické vedy poskytujú základné informácie o krajine a od nich sa odvíja chápanie jej fungovania, uvedomovanie si príčin bežných, ťažšie postrehnuteľných aj katastrofických prírodných procesov, ich výsledkov a dôsledkov, vnímanie geografických osobitostí a vzťahov medzi horninovým prostredím a ostatnými zložkami krajinnej sféry, geologická a geomorfologická podmienenosť spôsobu využívania území a rozvoja istej ľudskej činnosti, ako aj vytváranie pozitívneho vzťahu k svetu a životnému prostrediu.

Cieľom nášho príspevku je zamyslieť sa nad významom geologických exkurzií, nad ich súčasným stavom, ale aj budúcnosťou a zároveň predstaviť metodickú príručku *Geologické exkurzie po Slovensku.*

Geologické poznanie ponúkané pri exkurznej činnosti cez prizmu faktov, rozprávaní a príbehov o mineráloch, horninách a skamenelinách, ale aj o ľuďoch, ktorým „kamene" učarovali, dáva možnosť dotknúť sa zázraku „obyčajného" sveta kameňov, pre mnohých stále málo známeho. Geologické exkurzie do rôznych priestorov (obec – dekoračné kamene, umelý a prirodzený zárez, stará banská halda, umelý a prirodzený odkryv, geologický vrt, kamenársky podnik, múzeum vrátane múzea v prírode, jaskyňa, náučný chodník, náučná lokalita a i.) dávajú lepšiu možnosť poznávať objekty neživej prírody ako produkty geologických procesov, rozmýšľať o tom, ako sa okolitá krajina formovala, ako sa tvorili jej geologické dejiny, ako možno poznatky o neživej prírode využiť, kde hľadať najzaujímavejšie kamene a pod. Veď Slovensko svojou geologickou stavbou a georeliéfom pripomína pestrofarebnú záhradu, v ktorej „rastú" nedozerné roviny, mierne pahorkatiny, majestátne hole aj divoko rozorvané hrebene a štíty vytvorené na rozmanitom horninovom podklade. Pod zemou sa nachádza čarovný svet jagavých komnát a palácov, jazierok s kryštáľovou vodou, podzemných riek a hlbokých priepastí jaskynného sveta. Na mnohých miestach vyvierajú minerálne pramene, často vysokej teploty a liečivé. V dolinách, niekde širokých, inde úzkych, charakteru tiesňav a kaňonov, sa vypínajú pyšné hrady, svedkovia bohatej histórie našej krajiny. A za všetkou tou nádherou stojí kameň.

Kamenná tvár Slovenska má za sebou dlhý život, v ktorom sa niekoľkokrát vystriedali obdobia morského a suchozemského vývoja, vrásnenia, magmatickej a sopečnej činnosti, ale aj zvetrávania, rozrušovania a zarovnávania zemského povrchu. To všetko zostalo uchované práve v kameni, ktorý sa tak stal výbornou učebnicou histórie zemskej kôry. Geologické objekty sú zaujímavé nielen pre geológa vedca či učiteľa, ale často oslovujú aj bežného človeka, žiaka, študenta, turistu, ochrancu prírody.

Geologické poznatky sú pomerne náročné na sprostredkovanie, a preto najlepšou učebnicou pre záujemcov o neživú prírodu je príroda sama. Každý, ale predovšetkým učiteľ geovedných predmetov by mal poznať svoje okolie aj ostatné časti Slovenska a vedieť, kam zaviesť svojich žiakov, aby im ukázal krásu neživej prírody a podmienenosť živej prírody neživou, a tak dokumentovať nielen učebnú látku, ale aj evokovať zmysel pre ochranu prírody a životného prostredia. Exkurzie a vychádzky majú aktivizačný a motivačný charakter a pri výučbe geológie nezastupiteľné miesto. Žiak pri nich „vychádza" do terénu, do podmienok, ktoré sú didakticky cenné a poznáva prírodné prostredie. Oboznamuje sa s objektmi, javmi a procesmi, ktoré nemožno demonštrovať v triede na vyučovacej hodine. Práve pri práci v teréne je ľahko uskutočniteľný „krok" od emocionálneho zažívania prírody po jej pochopenie. Žiaci dostávajú možnosť učiť sa poznávať, porovnávať a hodnotiť objekty neživej prírody na mieste ich prirodzeného výskytu. Na konkrétnych príkladoch môžu vidieť

vzájomný vzťah a podmienenosť jednotlivých zložiek krajiny, rozvíjať svoje pozorovacie schopnosti a zručnosti, ako aj získavať návyky a kompetenciu samostatne pracovať. Rovnako dôležitá je možnosť zberu vzoriek minerálov, hornín a skamenelín.

Aj napriek tomu, že exkurzie a vychádzky patria medzi časté organizačné formy vyučovania, práve v sprostredkúvaní geologického poznania sú stále ešte nevyužité možnosti. A to bol jeden z hlavných dôvodov, prečo sme sa rozhodli v rámci grantového projektu KEGA spracovať metodickú príručku *Geologické exkurzie po Slovensku.* Táto publikácia poskytne vhodný materiál na poznávanie prírody *in situ,* na realizáciu geologických exkurzií a vychádzok so žiakmi aj na praktické cvičenia v teréne. Je určená aj pracovníkom mimoškolských organizácií pôsobiacich v záujmových krúžkoch a pri ďalšej činnosti, ako aj turistom a všetkým, ktorí majú radi prírodu.

V rámci projektu sme urobili základný terénny výskum na 108 vybraných lokalitách Slovenska s cieľom overiť lokality uvedené v dnes už nedostupných prácach prof. Mišíka (1976) a prof. Zorkovského (1962) a vybrať nové. Navrhli sme metodiku opisu lokalít, urobili aktuálnu fotodokumentáciu a dokumentáciu vo forme nákresov odkryvov a z každej lokality sme odobrali vzorky na presnejšiu identifikáciu. Dôležitým cieľom bolo zistiť súčasný stav lokalít, ich prístupnosť, odkrytosť záujmového javu, vhodnosť na exkurznú činnosť a pod., ako aj na didaktické využitie územia a lokalít, ktoré sme doplnili aj úlohami pre žiakov. Údaje o lokalitách sme spracovali vo forme pasportov, pripravili webovú stránku www.fns.uniba.sk/studium/vyukove materialy/didaktika geologie, do ktorej sa pasporty umiestnili, a vytvorili interaktívne mapy Slovenska (všeobecnú fyzickogeografickú mapu Slovenska, geologickú mapu a mapu geomorfologických jednotiek Slovenska s lokalitami). Na základe požiadaviek učiteľskej verejnosti sme doplnili informácie o faune, flóre a o kultúrnohistorických zaujímavostiach.

V čom vidíme *budúcnosť geologických exkurzií a vychádzok?* V prvom rade v zmene prístupu širokej laickej verejnosti ku všetkému, čo sa týka geológie v tom najširšom slova zmysle, v podnietení záujmu o geologickú históriu krajiny, uvedomenie si geologickej podmienenosti mnohých prírodných javov v krajine, ale aj využívanie územia človekom. Jednou z možností, akou cestou sa uberať, je tvorba *geologických múzeí v prírode.* Tie predstavujú uzavreté alebo otvorené areály (napr. opustené kameňolomy, významné geologické odkryvy, expozície hornín v rámci náučných lokalít, náučných chodníkov, banských skanzenov a pod.), v ktorých sa budú názorne demonštrovať rozličné geologické javy priamo v teréne. Tie však boli na Slovensku až donedávna v takej podobe ako okolitých krajinách, napr. v Českej republike alebo v Maďarsku, skôr výnimkou.

Koncom roku 2001 sa otvorilo prvé *geologické múzeum v prírode v Starom kameňolome pri obci Devín.* Devín a jeho okolie patrí medzi najzaujímavejšie a najvzácnejšie lokality Slovenska. Na malej ploche ho príroda obdarila nezvyčajnou rozmanitosťou geologických javov, cennými paleontologickými nálezmi a unikátnym floristickým a faunistickým bohatstvom. Kameňolomy na svahoch Devínskej Kobyly ako pozostatky po dávnej ťažbe sú síce nevhodným zásahom do prírodného prostredia, no na druhej strane sú svedkami zmien zemskej kôry. A práve to bol jeden z dôvodov, ktoré viedli k vytvoreniu múzea v prírode v opustenom kameňolome. Súčasťou expozície sú dva veľké informačné panely. Prvý okrem oslovenia návštevníkov predstavuje geologické zaujímavosti lomu, v ktorom sa ťažil druhohorný dolomit až dolomitický vápenec. Lomová stena je unikátnou ukážkou fosílnej morskej transgresie spred 14–16 miliónov rokov a neptunických žíl – puklín v druhohornom vápenci vyplnenom pieskom pri morskej záplave v mladších treťohorách. Druhý panel sprevádza návštevníkov históriou a súčasnosťou Devínskej Kobyly. Žula, kremenec, vápenec, dolomit, pieskovec a riasový vápenec – to sú vybrané exponáty hornín dokumentujúce geologický vývoj Devínskej Kobyly. Návštevník múzea sa tu dozvie nielen, ako a kedy tieto horniny vznikali, ale aj na čo sa využívajú. V skladačke, ktorá je k dispozícii v ekocentre DAPHNE v Devíne, je okrem iného história a zaujímavosti kameňolomov, ktoré „krášlia" svahy Devínskej Kobyly. Mnohých určite zaujme informácia o Štokerauskej vápenke s odkrytými podzemnými krasovými útvarmi a puklinami vyplnenými unikátnymi zvyškami suchozemských stavovcov, napr. predchodcov koní, homoidných opíc a i.

Ďalším príkladom, ako možno priblížiť výsledky geologického poznania širokej verejnosti, je expozícia venovaná geologickej stavbe Západných Karpát v Banskom skanzene v Banskej Štiavnici. Spolu s geologickým náučným chodníkom Paradajz, ktorý demonštruje geologický vývoj a stavbu štiavnického stratovulkánu, a s pripravovanými náučnými chodníkmi v okolí Štiavnických Baní je súčasťou Banskoštiavnického geoparku.

S menšími expozíciami hornín sa možno stretnúť napr. aj v Pieninách. Tam v doline Lesnického potoka je náučná lokalita, ktorá poskytuje informácie o horninách, a na turistickom chodníku z obce Muráň na Muránsky hrad informačný panel a expozícia hornín budujúcich Muránsku planinu.

Ponúkať výsledky geologického poznania mnohých generácií prostredníctvom putovania po geologických lokalitách by mohlo byť v budúcnosti výbornou formou a prostriedkom poznávacieho turizmu pre našich aj zahraničných návštevníkov. Jedinečná rôznorodosť prírodných, kultúrnych a historických atrakcií koncentrovaných na relatívne malom území Slovenska dáva všetky predpoklady na vytváranie väčších funkčnopriestorových systémov umožňujúcich rekreáciu a aktívny poznávací turizmus s celoročným využívaním. Vyjadrujeme presvedčenie, že v tomto systéme určite nájde svoje miesto aj geoturizmus prostredníctvom geologických exkurzií a vychádzok.

Literatúra

Bizubová, M., 2001: Geologické múzeum v starom kameňolome. Skladačka. DAPHNE Bratislava.

Mišík, M., 1976: Geologické exkurzie po Slovensku. *Bratislava, SPN, 359.*

Zorkovský, V., 1962: Geologický sprievodca po Východoslovenskom kraji. *Košice, Krajské nakladateľstvo všeobecnej literatúry, 186.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 454–455

Netradičné geologické exkurzie v centrách miest

DANIEL PIVKO

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovenská republika; pivko@nic.fns.uniba.sk

(Doručené 23. 3. 2005)

Unconventional geological excursion in the city centres

During the last 15 years the large accumulation of natural stones from all the world and various geological units in the city centres enables to perform the geological excursions to show many types of rocks, various structures, minerals and fossils excellently visible on large polished areas of facings in short time. The excursion of natural stones connects knowledge from physical geology, petrography, tectonics, paleontology, world geology and deposit geology. Besides of them the rocks can also give aesthetical experience, knowledge of history and architecture of buildings. It is possible to arrange the geological excursion and excursion guide after documentation of sites, consultation with local stone firms and work with literature and internet.

Key words: decoration stone, excursion, city centres

Úvod

Za posledných pätnásť rokov pribudlo v centrách miest množstvo nových kamenných obkladov s exotickými horninami z celého sveta, čo umožňuje robiť atraktívne časovo a finančne nenáročné exkurzie, pri ktorých sa dajú spájať geologické poznatky s vedomosťami z technických aj umeleckých disciplín. Exkurzie možno robiť pre žiakov a študentov všetkých stupňov škôl, ako aj pre širokú verejnosť, ale problémom býva identifikácia druhov kameňa, lebo exkurzných sprievodcov takmer niet.

Geológovia sa kameňom používaným v mestských centrách venovali okrajovo v popularizačných článkoch, ale tie zachytávajú len časť problematiky. Systematickejšie štúdium sa začalo až v 70. rokoch 20. stor., keď vzrástla potreba propagovať geológiu po jej útlme. Jeden z prvých podrobnejších článkov na túto tému je od Wilsona (1979). V okolitých krajinách vyšli aj podrobné knižné publikácie o kameňoch miest, a to Prahy (Březinová et al., 1996), Viedne (Seemann a Summesberger, 1998) a Krakova (Rajchel, 2004).

V súčasnosti je viac exkurzných sprievodcov zverejnených na Internete (napr. Withington a Olson, 1999). Mnohé, najmä americké univerzity majú sprievodcov, a tak môžu študenti študovať kamene aj individuálne.

Na Slovensku je situácia horšia ako v susedných krajinách, lebo podrobná knižná publikácia stále chýba. Stav v Bratislave čiastočne zmapoval populárny článok Mišíka (1998) a podrobnejší článok Pivka (1999) zdokumentoval hlavné budovy v centre Bratislavy a identifikoval až 80 druhov hornín.

Dekoračné kamene

Dekoračné kamene sú dobre leštiteľné a esteticky hodnotné horniny používané na okrasné účely najčastejšie v podobe leštených obkladov a dlažby, kým stavebné kamene sú horniny vhodné na stavbu budov, mostov a iných objektov.

Na obkladoch budov centier väčších miest možno sledovať rozmanité horniny odlišujúce sa pôvodom, sfarbením aj štruktúrou. Ich pestrosť za ostatných pätnásť rokov vzrástla mnohonásobne. Dnes sa dá na Slovensku nájsť vyše 300 druhov hornín použitých v exteriéroch a interiéroch verejných budov. Z magmatických je to granit, granodiorit, syenit, gabro, charnockit, dolerit, bazalt, andezit a ryolit, z metamorfovaných ortorula, migmatit, kvarcit, fylit, mramor, serpentínový mramor, zo sedimentárnych vápenec rozličných období a druhov (riasový, rudistový, numulitový, kalový, koralový, hľuznatý a krinoidový), travertín, onyxový mramor, pieskovec, zlepenec a ílovité bridlice.

Za „socializmu" sa na Slovensku používali sčasti domáce dekoračné kamene – andezit, čadič, ryolit, mramor, vápenec, travertín a pieskovec, kým väčšina sa dovážala z tzv. východného bloku: žula a pieskovec najmä z Čiech, mramor a vápenec z Čiech, Maďarska, Bulharska, Juhoslávie, Kuby aj zo ZSSR. Dnes sa používa dekoračný kameň rozličného druhu pochádzajúci z vyše 30 krajín, najviac z Talianska, Indie, Českej republiky, Brazílie, Číny, Španielska, Južnej Afriky a Fínska.

Význam geologickej exkurzie na miesta s dekoračným a stavebným kameňom

V súčasnosti, keď pribudlo množstvo druhov atraktívneho kameňa z celého sveta, geologická exkurzia ponúka oveľa viac možností. Môže spájať poznatky z geologických vied, ako je všeobecná geológia (vznik hornín), petrografia (typy hornín), mineralógia (zloženie), paleontológia

(skameneliny), historická geológia (vek hornín), ložisková geológia a geológia sveta (geologická jednotka) s geografiou (lokalita), históriou a architektúrou budovy, s estetickou výchovou a s technickým kamenárstvom (spôsoby opracúvania a umiestňovania kameňa).

Veľkou výhodou exkurzie je, že na veľkých leštených plochách dobre vidno štruktúru, minerály (napr. živec rozličnej farby, kremeň, granát, rôzne tmavé minerály) a skameneliny (napr. amonity, ortocerasy, lastúrniky, numulity a krinoidy), ale nevýhodou odtrhnutie od reálneho vzhľadu hornín v odkryvoch v prírode (skleníkové podmienky) a môže ňou byť aj prestavba budov (zánik a vznik nových lokalít).

V Bratislave sa doteraz identifikovalo okolo 110 magmatických, 80 metamorfovaných a 90 sedimentárnych hornín a v iných slovenských mestách ešte ďalších 50. Mimo Bratislavy sa robilo iba orientačné mapovanie výskytu dekoračných kameňov. V časti pešej zóny v Košiciach sa identifikovalo vyše 20 druhov kameňa. Podľa používania často sa opakujúcich typov v Bratislave je predpoklad, že ich tam je aspoň o 50 viac. V centre Žiliny sa doteraz zistilo 35, v Banskej Bystrici 20, v Nitre vyše 30 a v menších mestách od 10 do 20 druhov kameňa. Reálny stav pri podrobnejšom mapovaní dosiahne aspoň dvojnásobný počet, a tak sa dá predpokladať, že aj okresné a väčšie mestá majú na geologickú exkurziu dostatok druhov kameňa. Záujemcovia sa môžu zoznámiť so základnými typmi hornín. Okrem miest bude možno na geologickú exkurziu využívať aj niektoré historické pamiatky, ako sú kaštiele a zámky (napr. kaštieľ v Betliari, mauzóleum v Krásnohorskom podhradí, Bojnický zámok a i.).

Príprava na exkurziu

Podrobný opis, ako treba pripraviť geologickú exkurziu v nejakom meste, je v článku Pivka (2000), ale inak je u nás na vytvorenie trasy exkurzie málo literatúry. Na prípravu exkurzie v Bratislave je najvhodnejší článok Pivka (1999) a v iných mestách sa odporúča nasledujúci postup:

1. *Dokumentácia stavebných objektov s použitými druhmi kameňa.* Treba si zistiť adresu a názov inštitúcie, typ použitých hornín a pod. alebo urobiť aj fotografie.

2. *Zisťovanie v kamenárskych firmách.* V najbližších firmách treba zistiť, na aké budovy sa istý materiál použil. Možno si vypýtať aj vzorky kameňa. Materiály sa uvádzajú pod obchodnými názvami.

3. *Práca s internetom a katalógmi.* Medzinárodne používané obchodné názvy pomôžu pri získavaní ďalších informácií o petrografii a pôvode kameňa. Možno využiť systémy kameňov publikované na Internete (Pivko, 2003a, 2003b a 2005) alebo vo vyhľadávačoch (napr. v Google) a podľa obchodných názvov získať ďalšie informácie, ale tie nie sú vždy pravdivé.

Pravdepodobne sa nepodarí v každom prípade zistiť pôvod a obchodný názov druhu kameňa zdokumentovaného najmä na starších budovách, a tak treba hľadať pomoc na uvedenej e-mailovej adrese, ktorá poskytne radu na základe najväčšej databázy dekoračných kameňov na Slovensku.

4. *Tvorba trasy exkurzie.* Na základe sústredených informácií sa pripraví trasa alebo trasy exkurzie s dorazom na spojenie rozličných aspektov geológie kameňa s didaktickou stránkou (čo najväčšia pestrosť, odborná primeranosť a primeranosť množstva informácií).

Záver

V bývalých socialistických krajinách v ostatných pätnástich rokoch vzrástol počet druhov používaného dekoračného kameňa mnohonásobne. Predtým sa dekoračný kameň dovážal z východného bloku a dnes takmer z celého sveta.

Sústredenie rozmanitých dekoračných kameňov na malej ploche v centre väčších miest dovoľuje robiť finančne nenáročné geologické exkurzie, počas ktorých možno v krátkom čase ukázať veľa petrograficky variabilných a zaujímavých typov hornín. Na veľkých plochách obkladov sú výborne viditeľné rozmanité štruktúry, minerály a skameneliny.

Dekoračný kameň pochádza z rozličných geologických jednotiek od starých štítov cez orogénne pásma až po platformové pokryvy. Naň zamerané exkurzie prinášajú poznatky zo všeobecnej geológie, petrografie, tektoniky, paleontológie, geológie sveta i o spracúvaní nerastných surovín – kameňa, ale poskytujú aj estetický zážitok. Exkurzie sa dajú spájať aj s poznávaním histórie a architektúry budov.

Geologickú exkurziu a exkurzného sprievodcu po dekoračných kameňoch možno vopred pripraviť po dokumentácii stavieb, po konzultáciách s miestnymi kamenárskymi firmami, po práci s literatúrou a s Internetom.

Napísať príspevok pomohol grant VEGA 2/3178/23 a 2/4095/4-A.

Literatúra

Březinová, D., Bukovanská, M., Dudková, I. & Rybařík, V., 1996: Praha kamenná. Přírodní kameny v pražských stavbách a umeleckých dílech. *Praha, Národní muzeum, 285.*

Mišík, M., 1998: Miliónroční svedkovia. Čo prezrádzajú dekoračné a stavebné kamene v Bratislave. *Quark, 4, 1, 22–25.*

Pivko, D., 1999: Geologická exkurzia po dekoračných kameňoch centra Bratislavy. *Acta Geol. Univ. Comen., 54, 111–126.* (www.fns.uniba.sk/prifuk/ casopisy/geol/ 19995-4/ pivko.htm).

Pivko, D., 2000: Geologické exkurzie v centrách väčších miest. *In: Sbor. s mezinárodní konference Didaktika biologie. Současnost a perspektivy. Praha, Univ. Karlova, 108–110.*

Pivko, D., 2003: Natural stones in Earth's history. *Acta Geol. Univ. Comen., 58, 73–86.*

Pivko, D., 2003: The World's most popular marbles. FindStone.com – Marketplace for building stones. India. www.findstone.com/daniel4.htm.

Pivko, D., 2005: The World's most popular granites. Updated and extended to 180 granites. FindStone.com – Marketplace for Building stones. India. www.findstone.com/daniel1.htm.

Rajchel, J., 2004: Kamienny Kraków. Spojrzenie geologa. Kraków, Uczelniane wydawnictwa naukowo-dydaktyczne, 235.

Seemann, R. & Summesberger, H., 1998: Wiener Steinwanderwege. Die Geologie der Großstadt. Brandstätter, Wien, 159.

Withington, C. F. & Olson, D., 1999: Building stones of our nation's capital. pubs.usgs.gov/gip/stones.

Wilson, R. L., 1979: Building stones of downtown chattanooga. The University of Tennessee, 63. (digitálna verzia www.utc.edu/Faculty/Jonathan-Mies/coc/bsdc/bsdc.html).

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 456–458

Geologicko-náučná mapa Cerovej vrchoviny v mierke 1 : 50 000

MICHAL ELEČKO[1], DIONÝZ VASS[2], VLASTIMIL KONEČNÝ[1],
KATARÍNA GAÁLOVÁ[3] a ĽUDOVÍT GAÁL[4]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
[2]Pedagogická fakulta Katolíckej univerzity, Námestie A. Hlinku 56/1, 034 01 Ružomberok, Slovenská republika
[3]Chránená krajinná oblasť Cerová vrchovina, Železničná 31, 979 01 Rimavská Sobota, Slovenská republika
[4]Administrácia slovenských jaskýň, Železničná 31, 979 01 Rimavská Sobota, Slovenská republika

(Doručené 13. 5. 2005)

Geological-educational map of the Cerová vrchovina Upland in the scale 1 : 50 000

The aim of geological-educational maps is the attractive popularization of the geological setting of Slovak territory. The knowledge about the geological setting represents a part of national cultural and intellectual wealth. The geological-educational map presents by simple and susceptible form the main features of geological setting and development of Slovak territory, described chosen localities and protected natural sights. The contemporary presentation of geological basemap and data from natural protection with tourist paths, allows wide public to obtain the integrated picture about described area. The individual localities and protected natural sights are characterized by short descriptions, photographs, or sketch maps, as well as recommended tourist paths.

Key words: geological-educational map, Cerová vrchovina Upland, volcanoes

Úvod

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra v spolupráci so Štátnou ochranou prírody reprezentovanou chránenou krajinnou oblasťou (CHKO) Cerová vrchovina a pod záštitou Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky (MŽP SR) vydal v roku 2001 mapu novej edície Geologicko-náučných máp Slovenska. Druhou publikovanou mapou tejto edície je Geologicko-náučná mapa Vihorlatských vrchov (Žec et al., 2001).

Jedným z cieľov geologicko-náučných máp je prispieť do rozvoja kultúrneho bohatstva vytváraním a posilňovaním povedomia o ochrane našej neživej aj živej prírody a prírodných pamiatok v národných parkoch a v CHKO. Publikovaná geologická mapa s problematikou ochrany prírody je vhodná pre širokú verejnosť a je nielen nesporným obohatením poznatkov o neživej a živej prírode sprostredkovaným populárnou formou, ale súčasne predstavuje aj iným spôsobom využité a zhodnotené náklady spoločnosti investované do tvorby geologických máp regiónov.

Mapa je v mierke 1 : 50 000 a obsahuje základnú topografiu JTSK, zjednodušený geologický podklad prevzatý z regionálnych geologických máp v mierke 1 : 50 000, hranice CHKO, prírodné rezervácie, prírodné pamiatky, chránené areály, prírodovedné náučné chodníky, významné geologické lokality, kúpele, žriedla pitnej minerálnej vody, kultúrnohistorické pamätihodnosti, chránené objekty a turistické chodníky.

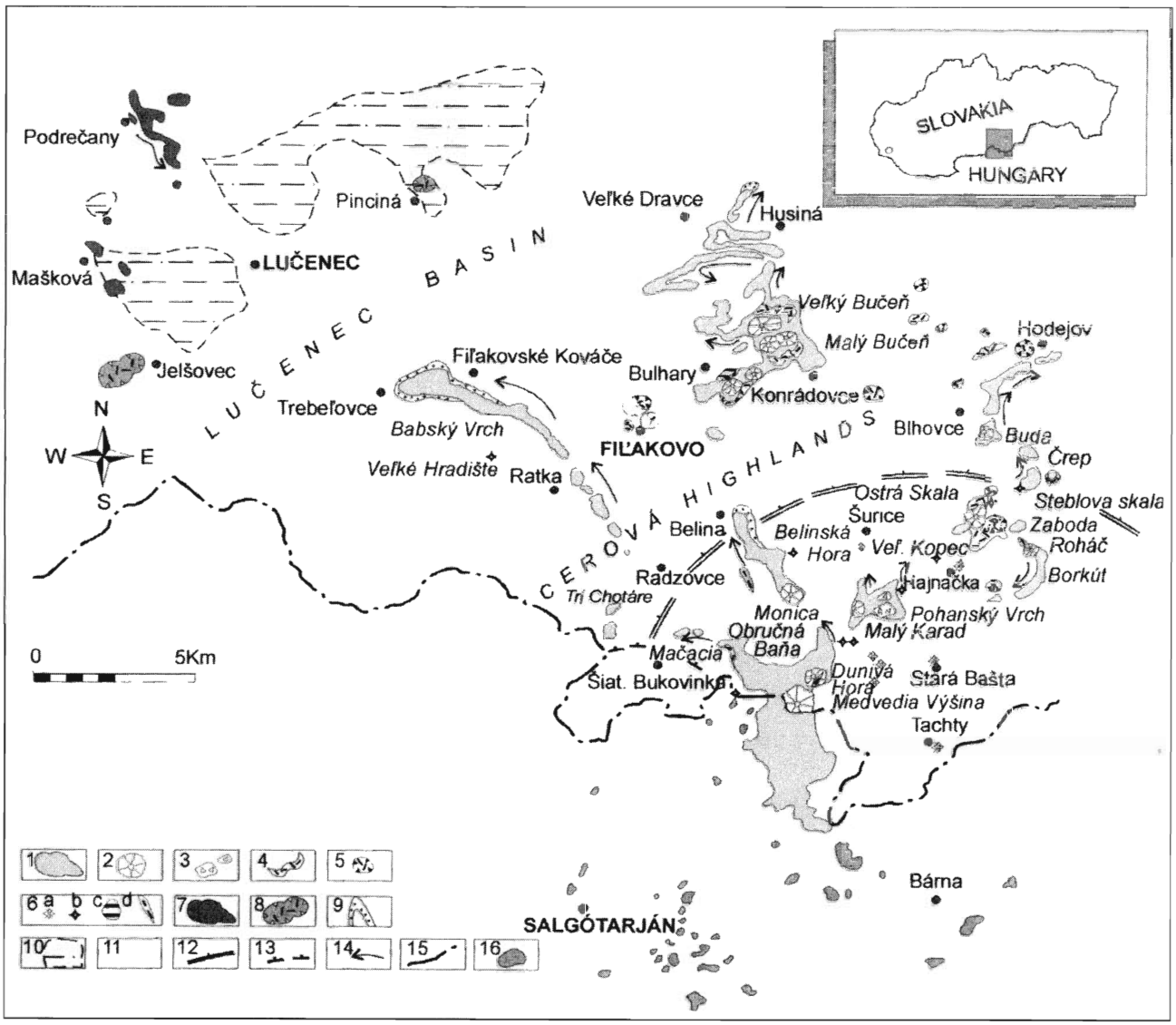
Na rube mapy je textový sprievodca so stručným opisom lokalít (je ich 51) a chránených prírodných pamiatok s fotografiami alebo nákresmi, ako aj s odporúčanými turistickými trasami.

Základné znaky geologickej stavby Cerovej vrchoviny

Geologicko-náučná mapa zjednodušene zobrazuje geologickú stavbu Cerovej vrchoviny podľa geologickej mapy Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny (Vass et al., 1992) a Rimavskej kotliny (Elečko et al., 1985). Vrchovinu budujú pieskovce, vrcholy kopcov a tiahnucich sa chrbtov jej západnej časti vulkanické horniny, najmä bazalty, a v okolí Šiatorskej Bukovinky aj andezity.

Morské sedimenty svedčia o tom, že južné Slovensko bolo na konci paleogénu a na začiatku neogénu (kiscel a eger) pokryté morom. Najstaršie morské sedimenty – vápnitý prachovec čížskeho a lučenského súvrstvia – vznikli v budínskej morskej panve, ktorá zo severného Maďarska zasahovala až po dnešný severný okraj Lučenskej a Rimavskej kotliny. Neskôr more ustúpilo a nová transgresia v ranom miocéne (egenburgu) podmienila vznik novej, fiľakovsko-pétervásárskej morskej panvy, z ktorej sa pred eróziou uchránili len príbrežné sedimenty fiľakovského súvrstvia.

Panva mala tvar zálivu otvoreného na S a SV, do ktorého vnikali prílivové vlny. Príliv sa šíril po západnej strane zálivu a v jeho prúdení vznikali lipovianske pieskovce s hojnými hrubostennými schránkami lastúrnikov



Obr. 1. Štruktúrna schéma produktov alkalického bazaltového vulkanizmu južného Slovenska. *Cerová bazaltová formácia* (pliocén, pleistocén): 1 – lávový prúd, 2 – troskový kužeľ, 3 – aglomerát, 4 – lapilový tuf, 5 – maar, 6 – eruptívne centrá: a – diatréma, b – nek, c – lakolit, d – dajka, *podrečianska bazaltová formácia* (pont): 7 – lávový prúd, 8 – maar, 9 – *belinské vrstvy* (roman) – štrk, piesok, íl, 10 – *poltárska formácia* (pliocén) – íl, piesok, štrk, lignit, 11 – sedimenty spodného miocénu, 12 – oblasť klenby, 13 – lokálna elevácia, 14 – smer pohybu lávového prúdu, 15 – štátna hranica, 16 – nečlenené horniny bazaltového vulkanizmu.

Fig. 1. Structural scheme of products of alkaline basalt volcanism of Southern Slovakia. *Cerová basalt Formation* (Pliocene, Pleistocene): 1 – lava flow, 2 – scoria cone, 3 – agglomerate, 4 – lapilli tuff, 5 – maar, 6 – eruptive centers: a – diatreme, b – neck, c – laccolith, d – dyke, *Podrečany basalt Formation* (Pontian): 7 – lava flow, 8 – maar, 9 – *Belina Formation* (Romanian) – gravel, sand, clay, 10 – *Poltár Formation* (Pliocene) – clay, sand, gravel, lignite, 11 – sediments of the Lower Miocene, 12 – vault area, 13 – local elevation, 14 – direction of lava flow, 15 – state boundary, 16 – undivided rocks of basalt volcanism.

a so zriedkavým malým šikmým čerinovitým zvrstvením. Intenzita prílivu v zálive rástla do takej miery, že odlivové vlny postupujúce po východnom okraji von zo zálivu sformovali z hrubozrnného piesku piesčité duny vysoké až niekoľko metrov. Tak vznikli jalovské pieskovce a pre ne typické zväzky vysokého šikmého zvrstvenia so širokými korytovitými rozmyvmi na báze zväzkov. Súčasne hlbšie v zálive, už mimo bezprostredného vplyvu vzdúvania mora, vznikali tachtianske pieskovce, ktoré sú jemnozrnnejšie ako jalovské a nemajú znaky (textúry) energického prúdenia. Vo vrstvách jalovského a tachtianskeho pieskovca sa iba ojedinele nachádzajú schránky morských mäkkýšov. V prvom prípade je to výsledok silného prúdenia, v druhom azda kolísania salinity, ktoré znemožňovalo život mäkkýšov. Ďalej od pobrežia sa v hlbšej vode ukladali čakanovské vrstvy, prach a prachový íl s hojnými tenkostennými schránkami morských mäkkýšov, ktoré svedčia o hlbokovodnejšom, pokojnom prostredí s normálnou morskou salinitou.

Už v egenburgu sa Cerová vrchovina, ale aj široké okolie (celá dnešná panónska panva) začali dvíhať. Fiľakovsko-pétervásárska panva zanikla a jej sedimenty sa ocitli

na súši a tam začali erodovať. Riečne toky rozbrázdili územie a zanechali svoje uloženiny na viacerých miestach Cerovej vrchoviny. Bol to štrk, piesok a pestrý íl bukovinského súvrstvia (neskorý egenburg). Neskôr v otnangu, keď bolo územie dostatočne zarovnané, rieky ukladali iba piesčité sedimenty. V ich údolných nivách vznikli močiare a prebiehala v nich občasná uhoľná sedimentácia. Tak sa vytvorili dva, miestami až tri uhoľné sloje uprostred piesku pôtorských vrstiev. Riečnu sedimentáciu vystriedala sedimentácia v pokojnom jazere, kde vznikol monotónny íl plachtinských vrstiev. Pôtorské i plachtinské vrstvy spolu tvoria salgótarjánske súvrstvie otnanského veku. Blízkosť transgredujúceho mora prezrádza jeho občasný prienik do uhoľných močiarov a neskôr do jazera. Dôkazom toho sú vrstvičky s morskou faunou objavujúce sa náhle v polohách inak bezfosílneho piesku a ílu salgótarjánskeho súvrstvia. Na sklonku raného miocénu (v karpate) more pravdepodobne preniklo do priestoru Cerovej vrchoviny, ale neskôr dlhodobé dvíhanie územia privodilo denudačný zrez, ktorý morské sedimenty odstránil.

V strednom miocéne (v bádene) pred približne 15,5 až 16,5 mil. rokov do pieskovcových vrstiev fiľakovského súvrstvia prenikli intrúzie andezitovej magmy, ktorá stuhla pod povrchom a kontaktne metamorfovala okolitý pieskovec. Tak vznikli lakolitové telesá a žily granatického andezitu. Tie vďaka svojej odolnosti proti erózii budujú najvyššie vrcholové dominanty Cerovej vrchoviny – Šiator a Karanč.

Riečna sieť, ktorá sa začala formovať neskôr, rešpektovala andezitové „tvrdoše" a riečne údolia ich obchádzali. V pliocéne sa začala v Cerovej vrchovine bazaltová vulkanická aktivita a zachovala po sebe pestrú paletu vulkanických foriem (cerová bazaltová formácia). Na povrchu vznikli explozívne formy v podobe troskových kužeľov a maarov. Pri úpätí troskových kužeľov sa sformovali rozsiahle lávové pokrovy z väčšieho počtu lávových prúdov. Niektoré lávové prúdy sa pohybovali do väčšej vzdialenosti od troskových kužeľov a sledovali paleoúdolia riečnej siete. Explozívna aktivita, ktorá viedla k vzniku maarov a niektorých troskových kužeľov, mala v počiatočnom období charakter freatických explózií (explózie vodnej pary), neskôr freatomagmatických erupcií (erupcie lapilového tufu). V záverečnom období vývoja často prevládali erupcie vulkanických bômb (strombolský typ aktivity) alebo havajský typ erupcií v podobe lávových fontán, ktoré chrlili lávu do neveľkej výšky. Po skončení vulkanizmu sa eróziou vypreparovali podpovrchové prívodové systémy, ktoré tvoria lávové neky, dajky (žily) a diatrémy. Petrografické produkty bazaltového vulkanizmu zodpovedajú bazanitu (bazalt bez zástupcov živcov, ale často s výrastlicami žltozeleného olivínu). Pri tomto vulkanizme sa Cerová vrchovina klenbovo zdvihla. Selektívna erózia vypreparovala telesá lávových prúdov a umožnila inverziu reliéfu: bazaltové prúdy, pôvodne zapĺňajúce paleoúdolia v dnešnom reliéfe, budujú vrcholy pretiahnutých chrbtov Cerovej vrchoviny. Bazaltový vulkanizmus Cerovej vrchoviny pretrval od začiatku pliocénu (približne 5 mil. rokov) do starého pleistocénu (asi 1,2 mil. rokov).

Záver

Popri formách mladého vulkanického reliéfu je Cerová vrchovina pozoruhodná výskytom vzácnej a ohrozenej flóry a fauny. Asi jej dve tretiny pokrývajú lesy. V minulosti odlesnené plochy sa premenili na pastviny, lúky a ornú pôdu. V extrémnejších polohách – na južných slnečných a suchých svahoch – sa vytvorili spoločenstvá trávnatých stepí a po obvodoch brál a skalných výbežkov lesostepí. V lesoch Cerovej vrchoviny popri srnčej, diviačej, jelenej a umelo vysadenej muflónovej zveri žijú aj mäsožravce. V plytkých údoliach v minulosti vyrástli poľnohospodárske usadlosti – pusty – s typickými vahadlovými studňami a svojskou vidieckou architektúrou. Celý komplex, prírodné prostredie a prvky ľudskej činnosti dávajú krajine Cerovej vrchoviny čaro svojráznosti a výnimočnosti.

Vo vysvetlivkách aj na mape je zmienka resp. poukaz na archeologické lokality rozličných predhistorických kultúr (pri Drni, Hodejove, na Pohanskom hrade pri Starej Bašte, pri Radzovciach a v Šuriciach), na historické zaujímavosti – ruiny hradov (Fiľakovo, Šomoška, Hajnáčka, Šurice, Hodejov, ale i málo viditeľné zvyšky Michalovho a Pohanského hradu na JZ od Chrámca, kláštora na kopci Biríň, Širkovského hradu na J od Širkoviec), historické, kultúrne architektonické a sakrálne pamiatky v Lučenci, Fiľakove a vo viacerých obciach v Cerovej vrchovine.

Na mape sú príslušnou farbou (rovnako ako v teréne) vyznačené turistické chodníky, ako aj dva náučné chodníky (Čakanovce a Šiatorská Bukovinka), kontúry chránenej krajinnej oblasti (CHKO Cerová vrchovina), chránené územie, národné prírodné resp. prírodné pamiatky, prírodné rezervácie a chránené areály.

Celý komplex, prírodné prostredie, živá i neživá príroda a prvky ľudskej činnosti dávajú krajine Cerovej vrchoviny svojrázne čaro. Mapa má slúžiť na rozvoj turistického ruchu na Slovensku, propagačno-náučné a osvetové ciele, ako učebná pomôcka pre základné a stredné školy pri vyučovaní prírodovedných predmetov v prírode, na prípravu a realizáciu školských exkurzií a výletov do prírody, propagáciu regiónu, na agroturistiku a cestovný ruch vôbec vrátane občianskych aktivít.

Literatúra

Elečko, M., Gaál, L., Mello, J., Pristaš, J., Vass, D. & Vozárová, A., 1985: Geologická mapa Rimavskej kotliny a priľahlej časti Slovenského rudohoria. Reg. geol. mapy Slovenska 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Vass, D., Bezák, V., Elečko, M., Konečný, V., Lexa, J., Pristaš, J., Straka, P., & Vozár, J., 1992: Geologická mapa Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny. *Bratislava, GÚDŠ.*

Vass, D., Elečko, M. (edit.), Bezák, V., Bodnár, J., Konečný, V., Lexa, J., Molák, B., Straka, P., Stankovič, J., Stolár, M., Škvarka, L., Vozár, J., & Vozárová, A., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Žec, B., Kaličiaková, E., Žecová, K., Stercz, M., Rovňák, L., & Palko, L., 2001: Geologicko-náučná mapa Vihorlatských vrchov (mapa a textové vysvetlivky, M = 1 : 50 000). *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 459–462

Geologicko-náučná mapa Vihorlatských vrchov

BRANISLAV ŽEC[1], ELENA KALIČIAKOVÁ[1], KATARÍNA ŽECOVÁ[1], MARIÁN STERCZ[1], LADISLAV ROVŇÁK[2] a LADISLAV PALKO[2]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika
[2]Štátna ochrana prírody SR, Správa CHKO Vihorlat, Fraňa Kráľa 1, 071 01 Michalovce, Slovenská republika

(Doručené 25. 5. 2005)

Geological-educational map of the Vihorlatské vrchy Mts.

Geological map with the problematics of the nature protection, included into the educational-touristic maps of national parks and protected country areas, begins the new maps edition. After issuing of the first geological-education map of Cerová vrchovina Upland, the second geological-educational map – of Vihorlatské vrchy Mts. – was issued. The aim of this map is the public informing by the text, graphic schemes and photographs about this easternmost volcanic mountain range in Slovak Republic, about its geological setting, fauna, flora, about ethnographical peculiarities and protection of nature and country. The map contains also brief text guide with the analysis of geological setting of the area, with documentation of localities and description of protected natural sights.

Key words: geological-educational map, Vihorlatské vrchy Mts., stratovolcanoes

Úvod

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra (ŠGÚDŠ) v spolupráci so Štátnou ochranou prírody (CHKO Cerová vrchovina, CHKO Vihorlat) a pod záštitou Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky (MŽP SR) v roku 2001 vydal dve mapy novej edície geologicko-náučných máp Slovenska (Elečko et al., 2001; Žec et al., 2001). Ich cieľom je populárnou formou pohnúť informácie o geologickej stavbe územia a o geologických zaujímavostiach spolu s poznatkami o živej a neživej prírode, ako aj o etnografických pozoruhodnostiach príslušných regiónov. Ide o poznatky získané pri tvorbe základných geologických máp v mierke 1 : 50 000, ako aj z radu odborných výstupov o národných parkoch a chránených krajinných oblastiach.

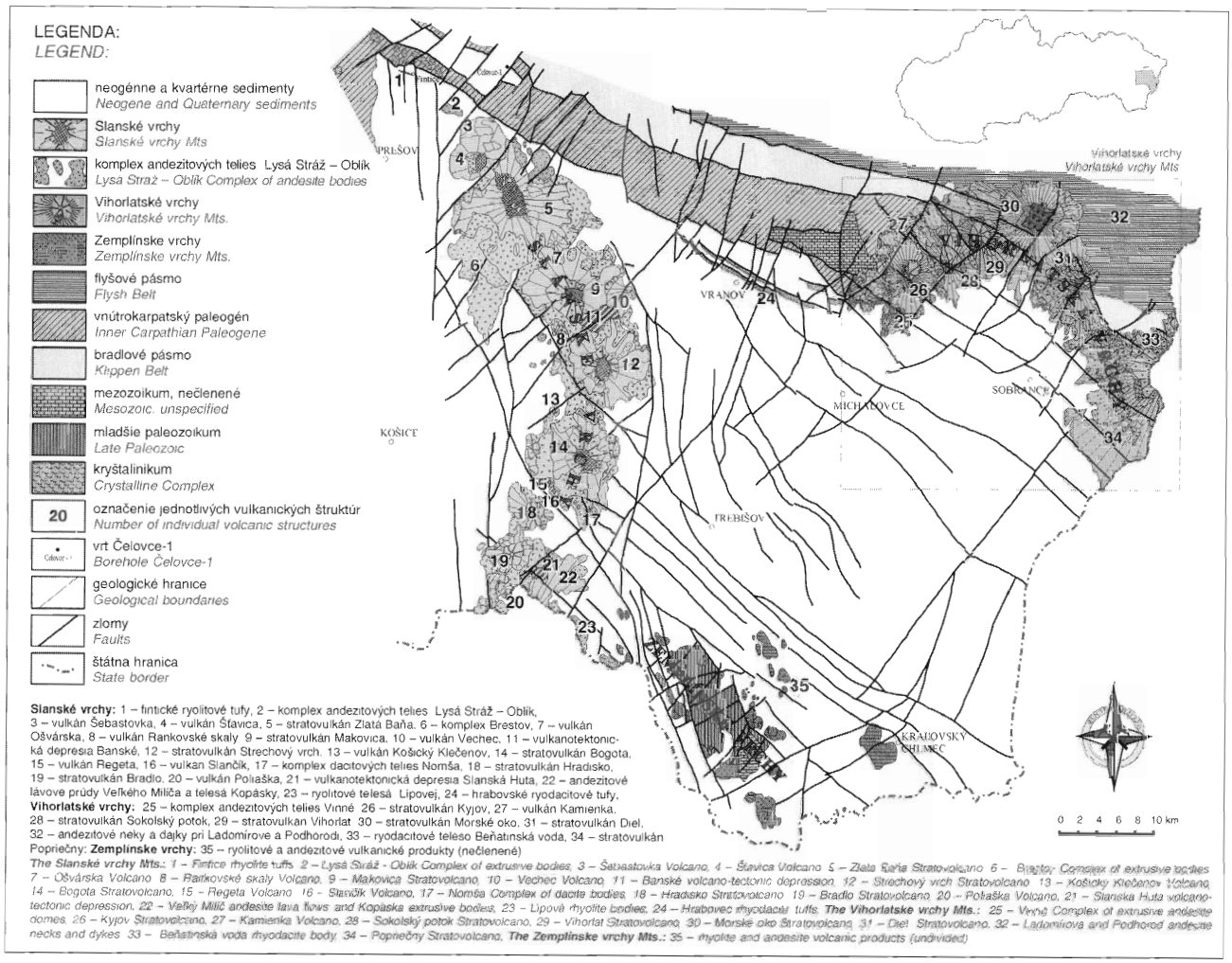
Publikácia sa skladá z geologicko-náučnej mapy a z brožúry s textovými vysvetlivkami, ktoré sú aj v anglickej mutácii. Mapa na prednej strane predstavuje geológiu regiónu Vihorlatských vrchov a sú na nej vyznačené aj turistické trasy, etnografické zaujímavosti a ďalšie pozoruhodnosti tohto výnimočného kraja. Na zadnej strane sú textové informácie o geologickej stavbe regiónu, o niektorých vulkanologických javoch (o vulkanických erupciách vo všeobecnosti a o charaktere lávového prúdu), ako aj o živej a neživej prírode a etnografii územia. Publikáciu dopĺňajú fotografie, schémy a mapky.

Brožúra s textovými vysvetlivkami je súčasťou mapy, obsahuje základné informácie o živej a neživej prírode a dopĺňa ich opisom a schémami zaujímavostí (75 lokalít) Vihorlatských vrchov a priľahlej oblasti. Jej súčasťou sú aj informácie o rekreačných a turistických možnostiach regiónu (napr. zoznam slávností, festivalov a iných akcií, informácie o múzeách a galériách a možnostiach ubytovania). Priložený je aj slovníček odborných výrazov.

Základné informácie o geologickej stavbe Vihorlatských vrchov a ich okolia

Geologická stavba Vihorlatských vrchov (Žec et al., 1997a, b) je veľmi komplikovaná. Predstavuje oblasť sv. časti Slovenskej republiky (obr. 1), na ktorej sa stretávajú jednotky Vnútorných a Vonkajších Západných Karpát. Na povrch v nej vystupujú horniny mezozoika Humenských vrchov (s časovým vývojom okolo 245–65 mil. rokov), vnútrokarpatského paleogénu (40–34 mil. rokov), neogénu (asi 21–9 mil. rokov) a kvartéru (približne od 1,8 mil. rokov do súčasnosti). Tieto jednotky patria do Vnútorných Západných Karpát. Na rozhraní Vnútorných a Vonkajších Západných Karpát vystupuje mezozoikum bradlového pásma (okolo 150–65 mil. rokov) a „bradlový" paleogén (asi 45–34 mil. rokov). Magurský paleogén (vonkajší flyš; 50–30 mil. rokov) vystupuje na S od spomenutých geologických jednotiek a patrí do Vonkajších Západných Karpát.

Vulkanizmus sa vo Vihorlatských vrchoch začal približne v spodnom bádene (16–15 mil. rokov) a jeho aktivitu reprezentujú polohy ryodacitového tufu podobné hrabovským (vystupujúcim pri Nižnom Hrabovci). Polohy tufu, väčšinou jemného, popolového, vystupujú na povrch pri Oreskom a na J od Podhorode. Vulkanická aktivita pokračovala v strednom sarmate (asi 12,5 mil. rokov)



Slanské vrchy: 1 – fintické ryolitové tufy, 2 – komplex andezitových telies Lysá Stráž – Oblík, 3 – vulkán Šebastovka, 4 – vulkán Šťavica, 5 – stratovulkán Zlatá Baňa, 6 – komplex Brestov, 7 – vulkán Ošvárska, 8 – vulkán Rankovské skaly, 9 – stratovulkán Makovica, 10 – vulkán Vechec, 11 – vulkanotektonická depresia Banské, 12 – stratovulkán Strechový vrch, 13 – vulkán Košický Klečenov, 14 – stratovulkán Bogota, 15 – vulkán Regeta, 16 – vulkan Slančík, 17 – komplex dacitových telies Nomša, 18 – stratovulkán Hradisko, 19 – stratovulkán Bradlo, 20 – vulkán Poľaška, 21 – vulkanotektonická depresia Slanská Huta, 22 – andezitové lávové prúdy Veľkého Milič a telesá Kopásky, 23 – ryolitové telesá Lipovej, 24 – hrabovské ryodacitové tufy, **Vihorlatské vrchy:** 25 – komplex andezitových telies Vinné 26 – stratovulkán Kyjov, 27 – vulkán Kamienka, 28 – stratovulkán Sokolský potok, 29 – stratovulkan Vihorlat 30 – stratovulkán Morské oko, 31 – stratovulkán Diel, 32 – andezitové neky a dajky pri Ladomírove a Podhorodi, 33 – ryodacitové teleso Beňatinská voda, 34 – stratovulkán Popriečny: **Zemplínske vrchy:** 35 – ryolitové a andezitové vulkanické produkty (nečlenené)

The Slanské vrchy Mts.: 1 – Fintice rhyolite tuffs, 2 – Lysá Stráž - Oblík Complex of extrusive bodies, 3 – Šebastovka Volcano, 4 – Šťavica Volcano 5 – Zlata Baňa Stratovolcano 6 – Brestov Complex of extrusive bodies 7 – Ošvárska Volcano 8 – Rankovské skaly Volcano, 9 – Makovica Stratovolcano, 10 – Vechec Volcano, 11 – Banské volcano-tectonic depression, 12 – Strechový vrch Stratovolcano 13 – Košický Klečenov Volcano, 14 – Bogota Stratovolcano, 15 – Regeta Volcano 16 – Slančík Volcano, 17 – Nomša Complex of dacite bodies, 18 – Hradisko Stratovolcano 19 – Bradlo Stratovolcano, 20 – Poľaška Volcano, 21 – Slanska Huta volcano-tectonic depression, 22 – Veľký Milič andesite lava flows and Kopáska extrusive bodies, 23 – Lipová rhyolite bodies, 24 – Hrabovec rhyodacite tuffs. The Vihorlatske vrchy Mts.: 25 – Vinné Complex of extrusive andesite domes, 26 – Kyjov Stratovolcano, 27 – Kamienka Volcano, 28 – Sokolský potok Stratovolcano, 29 – Vihorlat Stratovolcano, 30 – Morské oko Stratovolcano, 31 – Diel Stratovolcano, 32 – Ladomírova and Podhorod andesite necks and dykes 33 – Beňatinská voda rhyodacite body, 34 – Popriečny Stratovolcano, The Zemplínske vrchy Mts.: 35 – rhyolite and andesite volcanic products (undivided)

Obr. 1. Štruktúrno-vulkanologická schéma východoslovenských neovulkanitov (Žec et al., 2001).
Fig. 1. Structural-volcanological scheme of the Eastern Slovakia Neogene Volcanics (Žec et al., 2001).

prienikom vulkanických telies ryodacitového zloženia, ktoré prerážajú vekovo staršie vrstvy pieskovca a ílovca paleogénu. Jedno z takýchto telies vystupuje aj na S od Beňatiny v údolí potoka Beňatinská voda. Vulkanizmus podobného charakteru vytvoril aj v jz. časti regiónu morfologicky výrazné kupolovité telesá andezitov vinianskeho komplexu. Sú to veľké kupolovité vulkanické telesá (tzv. extruzívne dómy) vystupujúce v oblasti Vinného, Trnavy pri Laborci, Porúbky a na J od Kamienky a Modry nad Cirochou. Tieto andezitové telesá majú vo väčšine prípadov blokovitú odlučnosť, ktorá často prechádza do brekciácie.

Vulkanizmus najbúrlivejšie prebieha vo vrchnom sarmate až spodnom panóne (od 12,5 do 9,5 mil. rokov). Vznik a vývoj andezitových vulkánov a stratovulkánov je charakteristickou črtou tejto etapy. Všeobecným znakom vulkanickej činnosti je jej prevažne explozívny začiatok s postupným rastom efuzívnej aktivity čiže s výlevom lávových prúdov. Pre jej záver bol typický prienik vulkanických (tzv. intruzívnych) telies. Explozívna aktivita mala povahu strombolských, vulkánskych a plíniovských erupcií a pri už spomenutej explozívno-efuzívnej aktivite sa vytvorili dve nápadné reťaze andezitových stratovulkánov (Kaličiak et al., 1995). Východná, smeru SZ–JV, zahŕňa morfologicky izolovaný stratovulkán Popriečny, Diel a Morské oko, západná, smeru JZ–SV, tvoria morfologicky splývajúce stratovulkány Kyjov, Sokolský potok a Vihorlat. Pri Morskom oku sa reťaze spájajú. Trochu excentricky vystupuje explozívny vulkán Kamienka, ktorý prekrývajú lávové prúdy stratovulkánu Kyjov, Sokolský potok a Morské oko.

Stratovulkány východnej reťaze sa začali vyvíjať pri explozívnej činnosti vo vrchnom sarmate. Najvýchodnejšou vulkanickou štruktúrou Vihorlatských vrchov je *stratovulkán Popriečny*. Jeho prevažná časť už vystupuje na území Ukrajiny. Najvyššiu nadmorskú výšku – okolo 1000 m – má kóta Vetrová skala a Popriečny. Celý masív v značnej miere postihla silná erózia a rozdeľujú ho radiálne orientované nerovnako hlboké údolia. Pre geologický vývoj stratovulkánu je charakteristická formácia Popriečny a Petrovce. Popriečny je spodná časť stratovulkánu reprezentovaná najmä padanými pyroklastikami

(brekciami a aglomerátmi) striedajúcimi sa s andezitovými lávovými prúdmi. Lávové prúdy sú hrubé až desiatky metrov (25–30 m). Periférne zóny formácie sú reprezentované redeponovanými pyroklastikami a epiklastikami. Petrovská formácia je vrchnou stavbou stratovulkánu a na rozdiel od spodnej v nej sporadicky vystupujú padané a redeponované pyroklastiká. Prevládajú v nej produkty efuzívnej aktivity – lávové prúdy.

Stratovulkán Diel je pomerne dobre zachovaná vulkanická štruktúra na SZ od Popriečneho, ale podstatná časť jeho východnej stavby podľahla denudácii. Najväčšiu nadmorskú výšku (okolo 800 m) dosahuje chrbát Diel, Veľká Vavrová a Lazy. Stavbu stratovulkánu tvorí formácia Bystrej, Vavrovej, Dielu a komplex centrálnej vulkanickej zóny. Najstaršou časťou stratovulkánu je formácia Bystrej. Reprezentujú ju padané pyroklastiká (aglomeráty a brekcie), ktoré sú vo veľkej miere prekryté andezitovými lávovými prúdmi. Leží priamo na podloží. Severná časť stratovulkánu má prevažne efuzívny charakter, kým v jeho južnej časti prevládajú redeponované pyroklastiká. Formácia Vavrovej nasadá na značne denudovaný a erozívne modelovaný povrch formácie Bystrej a charakteristické pre ňu sú explozívne vulkanické členy na báze, ktoré sú prekryté lávovými prúdmi a preniknuté radom dajok (žilné vulkanické telesá) prerážajúcich formáciu Bystrej. Formácia Diel s jej vulkanickými produktmi (najmä dajkami, nekmi, extrúziami andezitu a sporadicky andezitovými lávovými prúdmi) je najmladším členom stratovulkánu. Centrálna zóna stratovulkánu zahŕňa najmä intruzívne telesá postihnuté premenami, ako aj mladšie andezitové dajky.

Stratovulkán Morské oko vystupuje v sv. cípe Vihorlatských vrchov a patrí medzi najväčšie vulkanické štruktúry oblasti. Je na križovatke dvoch zlomových systémov, a to smeru SZ–JZ a SV–JZ, a vyznačuje sa intenzívnym erozívnym zrezom. V centrálnej vulkanickej zóne chýbajú horniny vulkanického kuželeľa a na jeho mieste je eróziou sformovaná kotlovitá depresia obnažujúca intruzívne, premenami postihnuté horniny. Najväčšiu nadmorskú výšku dosahuje Nežabec (1023 m), Motrogon (1017,9 m) a Sninský kameň (1005 m). Väčšina vulkanických produktov sa uložila v južnej časti stratovulkánu. Na jeho báze vystupuje hámorská formácia a vrchná, svinskokamenská formácia, ju svojimi efuzívnymi členmi (lávovými prúdmi) v značnej miere prekrýva. Západnú reťaz smeru JZ–SV tvoria morfologicky splývajúce stratovulkány Vihorlat, Sokolský potok a Kyjov. Excentricky vystupuje vulkán Kamienka.

Stratovulkán Vihorlat je situovaný na JZ od stratovulkánu Morské oko a leží v jeho nadloží. Najvyššiu nadmorskú úroveň dosahuje Vihorlat (1075,4 m), ktorý je aj najvyššou kótou Vihorlatských vrchov. Stratovulkán tvoria periklinálne uložené lávové prúdy okolo centrálnej protrúzie v oblasti vrcholu Vihorlat. V zárezе Jovsianskeho potoka je sčasti odkrytý relikt pyroklastického kuželeľa preniknutého andezitovými dajkami, ktoré môžu predstavovať oblasť prívodových systémov. Stratovulkán je prevažne z andezitových lávových prúdov prvého a druhého vývojového štádia.

Stratovulkán Sokolský potok je ďalším členom vulkanického reťazca pokračujúceho na Z. Smerom na juh pokračovanie vulkanickej stavby Sokolského potoka prekrývajú sedimenty neogénnej panvy. V stavbe stratovulkánu sú prevažne zastúpené andezitové lávové prúdy (tiež rozčlenené na dve vývojové štádiá). Blízko centrálnej vulkanickej zóny na svahoch primárneho kuželeľa (odkrytého v závere doliny Sokolského potoka) sú lávové prúdy relatívne tenšie, často výrazne zbrekciovatené, s rastúcou vzdialenosťou od centra hrubšie, priemerne hrubé 25–30 a ojedinele 50–60 m.

Stratovulkán Kyjov je najzápadnejšie situovaným zložitým vulkánom a jeho produkty sú v súčasnom reze rozšírené na ploche zhruba 90 km^2. Najvyššiu nadmorskú úroveň dosahuje Kyjov (821,0 m). Jeho vulkanické produkty sú pri sz. okraji uložené sčasti na humenskom mezozoiku, na vnútrokarpatskom paleogéne, ako aj na neogénnych sedimentoch. Smerom na J pokračovanie stratovulkánu prekrývajú uloženiny neogénnej panvy. Pod kótou Kyjov sú odkryté relikty pyroklastického kuželeľa prekrytého lávovými prúdmi a porušeného výstupom dajkovitých telies. V stavbe stratovulkánu prevládajú andezitové lávové prúdy dvoch vývojových štádií a v jeho západnej časti vystupujú epiklastické vulkanické horniny a preplavené pyroklastiká. V sz. cípe Vihorlatských vrchov asi 1 km na V od obce Kamienka vystupuje vulkán s rovnakým názvom. Štruktúru *vulkánu Kamienka* odkrýva hlboký erozívny zárez doliny potoka Kamenica. Pyroklastické produkty (pyroklastické brekcie a aglomeráty) vystupujú na obidvoch svahoch doliny. Prevažná časť vulkánu vrátane prívodového systému (dajky a neky) je odkrytá na južných svahoch kóty Ostrá stráň (492,4 m). V nadloží vulkánu vystupujú lávové prúdy stratovulkánu Morské oko, Sokolský potok a Kyjov.

O približne rovnakom čase vzniku všetkých vyčlenených andezitových stratovulkánov svedčia vzájomné vzťahy ich litofácií, ktoré sa v miestach styku prstovite prekrývajú. Zhruba rovnaký časový vývoj stratovulkánov potvrdzujú aj výsledky rádiometrického datovania. Väčšinu týchto stratovulkánov charakterizujú na báze produkty explozívnej aktivity ukladané do malých sladkovodných panvičiek, ktoré boli neskôr prekryté lávovými prúdmi. Vulkanizmus Vihorlatských vrchov reprezentujú horniny vápenato-alkalickej povahy od andezitu po ryodacit.

Veľa kvartérnych uložení vystupuje najmä v severnej a južnej podhorskej časti Vihorlatských vrchov. V členitom teréne množstvo z nich podľahlo transportu pod vplyvom gravitácie. Tak vznikli kamenné moria a blokoviská.

Zaujímavosti fauny a flóry, etnografia

Vihorlat má veľmi zaujímavú polohu, lebo leží na rozhraní panónskej a karpatskej flóry. Teplý vzdušný prúd z Východoslovenskej nížiny, dobré tepelné a svetelné podmienky, ako aj priaznivé pôdnoekologické vlastnosti vyhrievaných južných svahov Vihorlatu podmienili vývoj významnej teplomilnej lesostepnej vegetácie, a to najmä na západných okrajoch pohoria. Pre strednú časť je charakteristický rovinatý a iba mierne stúpajúci lesnatý okraj.

Teplomilné prvky sú zastúpené aj vo flóre skál a skaliek na najvyšších hrebeňoch. Vegetácia na severných svahoch je úplne inej povahy. Vihorlat patrí medzi pohoria, v ktorých človek ovplyvnil druhové zloženie drevín v lesných porastoch iba minimálne. Na jeho území žije okolo 2000 druhov bezstavovcov. Výskumu stavovcov vo Vihorlate sa venovala len malá pozornosť, a preto je málo literárnych údajov o ich výskyte. Výhodná poloha oblasti umožnila jej trvalé osídľovanie už od paleolitu až po novovek. Svedčia o tom mnohé historické pamiatky a archeologické nálezy. Naozajstným skvostom ľudovej architektúry na východnom Slovensku sú drevené sakrálne stavby – kostolíky v Inovciach, Ruskej Bystrej a Hrabovej Roztoke, ktoré sú zaradené medzi národné kultúrne pamiatky. Vo vysvetlivkách na mape sú údaje o archeologických lokalitách, ako aj o ďalších historických a architektonických zaujímavostiach.

Záver

Geologicko-náučná mapa Vihorlatských vrchov sa pripravovala v úzkej kooperácii s pracovníkmi chránenej krajinnej oblasti Vihorlat, a preto sú na nej vyznačené a v brožúre opísané aj turistické a náučné chodníky. Veľmi zreteľne sú vyznačené aj kontúry chránenej krajinnej oblasti Vihorlat, ako aj rad chránených území, národných prírodných pamiatok, prírodných pamiatok, prírodných rezervácií a chránených areálov. Mapa je zameraná na propagáciu regiónu Vihorlatských vrchov, a teda aj horného Zemplína, ako aj na podporu radu občianskych aktivít, najmä na rozvoj turistického a cestovného ruchu. Informácie a poznatky z geologického vedeckého výskumu možno využiť aj na propagačno-náučné a osvetové účely.

Regionálne geologické mapy v mierke 1 : 50 000 v súčasnosti zobrazujú okolo 80 % územia Slovenskej republiky.

Na ich podklade možno pokračovať v tvorbe máp novej edície, a tak zužitkovať poznatky geologického výskumu pri rozvoji cestovného a (geo)turistického ruchu na Slovensku.

Literatúra

Elečko, M., Vass, D., Konečný, V., Gaálová, K. & Gaál, L., 2001: Geologicko-náučná mapa Cerovej vrchoviny M 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., & Konečný, P., 1995: Geologická stavba Vihorlatských vrchov. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 18, 98.*

Žec, B., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S. ml., Karoli, S., Baňacký, V., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, Ľ., & Spišák, Z., 1997a: Geologická mapa Vihorlatských a Humenských vrchov, M 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Žec, B., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S. ml., Baňacký, V., Karoli, S., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, Ľ., Spišák, Z., Bodnár, J., Jetel, J., Boorová, D., & Zlinská, A., 1997b: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov, M 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ, 254.*

Žec, B., Kaličiaková, E., Žecová, K., Stercz, M., Rovňák, L., & Palko, L., 2001: Geologicko-náučná mapa Vihorlatských vrchov. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 463–464

Význam geológie v problematike typológie krajiny Slovenska

BORIS BELÁČEK[1] MARTINA SLÁMOVÁ[2] a PETER JANČURA[2]

[1]Katedra prírodného prostredia Technickej Univerzity vo Zvolene,
T. G. Masaryka 24, 960 53 Zvolen, Slovenská republika
[2]Katedra plánovania a tvorby krajiny Technickej Univerzity vo Zvolene,
T. G. Masaryka 24, 960 53 Zvolen, Slovenská republika

(Doručené 13. 5. 2005)

The significance of geology in the country typology in Slovakia

This paper is about possibilities opening for geology in other new and not typical disciplines. Coincidence of geology and geomorphology can be useful for application of landscape typology in landscaping – in process of landscape evaluation. Our intent is to provoke discussion about collaboration scientific disciplines mentioned above and to differentiate their classifications. Clarifying of these contradictions should be helpful not only for landscape's typology application, but it should contribute for many other related disciplines.

Key words: geology, geomorphology, landscape, landscape typology

Úvod

Tento príspevok je o možnostiach otvárajúcich sa geológii vo vedných disciplínach, ktoré pre ňu doteraz neboli typické. Prezentujeme v ňom oblasti vedy a výskumu, ktoré sa väčšine geológov zdajú byť okrajové, ale v nových podmienkach sa v nich geológia uplatňuje stále vo väčšej miere.

V posledných rokoch sa samostatným vedným odborom stalo krajinárstvo, najmä štúdium krajiny ako celku včítane jej genézy. Práve vo výskume krajiny a v tvorbe krajinnoekologických štúdií vidíme veľké možnosti na využívanie poznatkov mnohých odvetví aplikovanej geológie. Najčastejšie sa pritom prelína geológia, geomorfológia a ich spoločná problematika – neotektonika, neotektonický a geomorfologický vývoj územia.

Geológia a geomorfológia pri riešení typológie krajiny

Významnou súčasťou krajinárskeho štúdia je typológia krajiny. Potreba vytvoriť spoľahlivú typológiu vyplynula z reálnej potreby krajinárov a ďalších odvetví a požaduje ju aj *Európsky dohovor o krajine,* ku ktorému SR pristúpila v roku 2004.

Európsky dohovor o krajine v článku 6 – Špecifické opatrenia časti c – Identifikácia a hodnotenie ukladá: *„S aktívnou účasťou zainteresovaných strán v súlade s článkom 5.c, za účelom zlepšenia úrovne poznania svojich typov krajiny sa každá zmluvná strana zaväzuje vymedziť vlastné typy krajiny na celom svojom území...“*

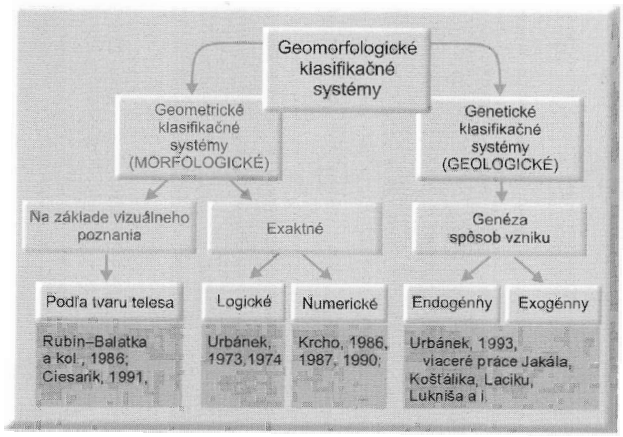
...a v časti d – Cieľová kvalita krajiny: *„Každá zmluvná strana sa zaväzuje po konzultácii s verejnosťou v súlade s článkom 5.c definovať cieľovú kvalitu krajiny identifikovaných a hodnotených typov krajiny.“*

V metodike typológie krajiny, ktorú navrhujeme, má geológia a morfológia významné postavenie, a to najmä pri definovaní krajinného obrazu a hodnotení krajinného rázu. Krajinný obraz určuje kombinácia konfigurácie reliéfu a kompozície (usporiadania) štruktúry krajinného povrchu a krajinný ráz je prírodná a kultúrna hodnota krajinného obrazu.

Tento návrh typológie prvotnej krajinnej štruktúry môže byť jednou z možností spracovania základnej typológie krajiny. Vytvorili sme ju na príklade geomorfologického celku Ostrôžky.

Typy krajiny navrhujeme odvodzovať od morfologických (geomorfologických) tvarov územia (obr. 1) a ich hodnotiť na základe morfologických a morfometrických parametrov (rozľahlosti krajinných priestorov, vertikálnej a horizontálnej členitosti krajiny), morfogeneticko-geologických procesov (procesov formujúcich súčasný krajinný obraz) a napokon podľa regionálnogeologického členenia (Vass, 1988) a litológie.

Popri geológii je významná aj geomorfológia. Dnešná geomorfológia často využíva poznatky geológie, no málokto rý geológ (s výnimkou tých, ktorí sa zaoberajú kvartérom) sa venuje morfológii. Vyplývajú z toho čiastkové nedostatky, s ktorými sa mnohí z nás v praxi už stretli. Týka sa to geomorfologického členenia územia (Mazúr a Lukniš, 1978) alebo aj samotnej geomorfologickej klasifikácie, ktorá, ak vôbec jestvuje, býva viac genetická ako morfologická. To sa môže zdať prirodzené, lebo morfologické tvary vznikajú geologickými procesmi, ale prečo sa potom nehovorí o geologických, ale o morfogenetických procesoch? Príkladov by sme vedeli nájsť niekoľko. Určite je hranica či skôr prienik procesov, ktoré možno exaktne nazvať geologickými s geologicko-morfologickými procesmi. Pokúsil sa už niekto túto skupinu procesov



Obr. 1. Schéma rôznych typov klasifikácie geomorfologických tvarov
Fig. 1. Scheme of various classifications of geomorphological shapes.

definovať? Možno by stálo za to hľadať cestu na odstránenie tejto duplicity a geomorfológia zameriavajúca sa viac na morfológiu, na tvar a exaktné vyjadrenie tvarových vlastností zemského povrchu by sa mohla stať plnohodnotnou vedeckou disciplínou a nemusela by svoje poznatky vyjadrovať geologickou terminológiou, ale s geológiou by úzko spolupracovala. Isté pokusy v tomto smere sú, ale zatiaľ iba ojedinelé (Urbánek, 1973, 1974, 1993).

Morfológia by aj potom zostala v krajinárskej typológii prvoradá a až po presnej identifikácii tvaru a začlenení do typológie by sa hľadali geologické informácie o príslušnom území, ktoré by konkrétny typ spresnili. Samotnú tvorbu typológie krajiny by to sprehľadnilo a zjednodušilo a každý typ by sa charakterizoval jeho morfológiou a genézou.

Tieto myšlienky vyplynuli zo štúdia geomorfologických podkladov a rozličných klasifikácií, hlavne domácich, ale aj v zahraničí je viditeľné úsilie urobiť lepší systém a poriadok v tomto odvetví. Spomenúť možno napr. príspevky na internetovej stránke Katedry geografie Západočeskej univerzity v Plzni, kde sa v diskusii na tému geomorfológie zvýrazňuje práve potreba užšej spolupráce medzi geomorfológmi a geológmi.

Záver

Cieľom nášho príspevku je aj v geologickej pospolitosti podnietiť širšiu diskusiu o prelínaní sa geológie s geomorfológiou a o ich klasifikačných systémoch. Ujasnenie si tejto problematiky by pomohlo nielen pri tvorbe typológie krajiny, ale isto aj v mnohých ďalších príbuzných vedeckých disciplínach.

S krajinou úzko súvisí aj geoturizmus. Krajinárstvo a štúdium krajiny neobchádza ani túto oblasť a pre špecifiká niektorých území je nesporne dôležitá a zaujímavá. Za všetky možno spomenúť oblasti s niekdajšou rozvinutou banskou činnosťou. Tejto témy sa dotklo aj niekoľko štúdií (napr. Slámová et al., 2003 – o regióne Nižnej Boce). Ďalšou takouto oblasťou je Banská Štiavnica, Špania Dolina a i. Tieto oblasti majú často veľmi špecifický ráz súvisiaci s prírodnými javmi či technickými pamiatkami regiónu, ale často aj s výrazne osobitou kultúrou.

Literatúra

Ciesarik, M., 1991: Geológia. Skriptá. *Zvolen, Technická univerzita, 191*

Krcho, J., 1986: Geometrické formy georeliéfu a ich hierarchické úrovne. *Geogr. čas., 39, 2–3, 210.*

Krcho, J., 1987: Matematické vlastnosti topografickej plochy reliéfu z hľadiska morfometrickej analýzy a jej modelovanie pomocou komplexného digitálneho modelu. *Geogr. čas., 39, 2, 169.*

Krcho, J., 1990: Morfometrická analýza a digitálne modely georeliéfu. *Bratislava, Veda, 432.*

Mazúr, E., & Lukniš, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie Slovenskej socialistickej republiky. *Geogr. čas., 30, 2, 101–124.*

Rubín, J., & Balatka, B., 1986: Atlas skalních, zemních a půdních tvarů. *Praha, Academia, 385.*

Slámová, M., Jančura, P., & Beláček, B., 2003. Mining as phenomena of Nižná Boca landscape memory, landscape shaping of the headings exploited in the mining. *International Scientific Conference, Kraków, 54–62.*

Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Köhler, E., Lexa, J., & Nemčok, A., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov panónskej panvy na území ČSSR, mapa 1 : 500 000. *GÚDŠ Bratislava.*

Urbánek, J., 1973: Pokus o interpretáciu geomorfologického tvaru. *Geogr. čas., 25, 1, 6–26.*

Urbánek, J., 1974: Niekoľko poznámok ku klasifikácii geomorfologických tvarov. *Geogr. čas., 26, 1, 16–41*

Urbánek, J., 1993: Geomorfologické formy tektonického pôvodu (identifikácia a mapovanie). *Mineralia Slov., 2, 131–137*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 465–466

Postavenie vedy v tvorivej ľudskej činnosti a rozvoj geologického bádania

JOZEF SLAVKOVSKÝ

Ružínska 11, 040 11 Košice, Slovenská republika

(Doručené 3. 5. 2005)

Place of science in creative human activity and development of geological investigation

Science as a creative human activity has reached, contrary to art and philosophy, its real bloom only in modern times. The merit for large revival of science has Francis Bacon at the beginning of 17th century. Geology as a self-existent scientific branch started its development at the turn of 17th and 18th centuries. The turn of 19th and 20th centuries brought the relative scientific crisis, but for geology it was already the time of marked progress owing the Darwin evolution theory and related strenghtening of importance of biostratigraphy. A big jump in geological knowledge started by investigation of ocean structure and accepting of plate tectonic theory in the 1960s. Present time forces us to solve not only the problems of the planet Earth and its geological setting, but to protect the living environment against global changes.

Key words: science, geology, scientific theory, hypothesis, continuity of recognition, man, world

Tri vrcholy tvorivej ľudskej činnosti – umenie, filozofia a veda – sa nesú v znamení tvorby a myslenia. Kým umenie a filozofia sprevádzajú ľudstvo od najstarších čias jeho existencie a veľký rozkvet dosiahli už v staroveku a stredoveku, veda postupuje iba pomalými krokmi a na ozajstný rozmach zaznamenáva až v novoveku. Osobitne to platí o geológii, ktorá sa ako samostatný vedný odbor začala vyvíjať až na prelome 17. a 18. storočia, a to po veľkej obnove vied, ktorá sa zrodila z vtedajšej nespokojnosti so stavom stredovekej vedy a myslenia. Osobitne sa o to zaslúžil Angličan Francis Bacon (Hirschberger, 1999; Bartko, 2002), autor citátu z roku 1620 „Človek, služobník prírody a jej vykladač, vytvára a chápe len toľko, koľko z faktov alebo svojím rozumom vypozoroval o prírodnom poriadku, viac nevie a ani nemôže vedieť." V experimente a v skúsenosti teda spočíva Baconov čin obnovujúci vedy aj myslenie!

Vývoj disciplín či odvetví geológie bol vždy odrazom vývoja geologických vied ako celku. Prvé obdobie, ktoré trvalo do konca 18. storočia, sa vyznačovalo hľadaním základných princípov. Vyspelé krajiny sveta začali koncom prvej polovice 19. storočia zakladať geologické ústavy a tie robili systematický výskum a mapovanie. Ako prvý na európskom kontinente vznikol roku 1849 Rížsky geologický ústav vo Viedni a jeho pracovníci sa zúčastňovali aj na prvej syntéze geologických poznatkov o Západných Karpatoch. S ďalším rozvojom geológie rástla potreba medzinárodnej spolupráce a konfrontácie názorov, čo sa prejavilo aj usporadúvaním medzinárodných geologických kongresov. Prvý bol v Paríži roku 1878.

Prelom 19. a 20. storočia opäť poznamenala istá kríza vedy v poznateľnosti vonkajšieho sveta, ale fyzik a matematik Henri Poincaré (Bartko, 2002) dielom Veda a hypotéza (1902), Hodnota vedy (1905) a Veda a metóda (1912) pomohol zmeniť tento stav a zdôraznil, že poznávanie je postupný a namáhavý proces. Tento vedec v matematike rozpoznal dvojakú poznávaciu mohutnosť – logicko-racionálnu a intuitívnu. Logika je nástrojom dôkazu a intuícia nástrojom objavovania. Podľa neho prírodné zákony treba chápať ako konvencie čiže ako podmienečne prijaté tézy. Tieto konvencie sú dielom slobodnej činnosti nášho ducha. Vedecké teórie majú skôr povahu hypotéz, čiže ide pri nich o plodný prístup k pravde. Adekvátnou mierou to možno aplikovať na vývoj širších geologických poznatkov.

Z najvýznamnejších myšlienkových prúdov, ktoré ovplyvnili najmä historickú geológiu, bola Darwinova teória, pretože veľmi posilnila úlohu biostratigrafie. Pre paleogeografiu a teóriu vzniku pohorí znamenala značný pokrok náuka o geosynklinálach, ale tú v 60. rokoch 20. storočia nahradila teória tektoniky litosférických dosiek. Podnetom na jej vznik bolo dôkladné štúdium štruktúry oceánov.

Geologické vnímanie a chápanie sveta sa v ostatných desaťročiach podstatne zmenilo. Dnes môžeme skúmať javy v oveľa väčšej mierke ako predtým. Zároveň máme možnosť využívať pohľad na Zem z vesmíru – z družíc a sond. Regionálny vývoj a minulosť zapadajú do seba ako skladačka a postupne nám pred očami vystupujú kľúčové udalosti globálneho rozmeru i významu (Westbroek, 2003). Pre tento vývoj bol rozhodujúci pokrok v teórii tektoniky litosférických dosiek, ktorá ovplyvnila všetky stránky geologického výskumu. Nový poznatok o rozširovaní – raste oceánskeho dna sa skombinoval so skôr známymi poznatkami o premiestňovaní kontinentov, s teóriou kontinentálneho driftu, rozpracovanou najmä A. Wegenerom.

Jej súčasťou sa stali aj najnápadnejšie javy prejavujúce sa na zemskom povrchu, t. j. vulkanizmus a zemetrasenia. Vzájomná spätosť týchto poznatkov sa niekedy označuje aj ako nová globálna tektonika (Mišík et al., 1985).

Povrch Zeme netvorí súvislá prikrývka, ale ohromné dosky zemskej kôry, ktoré sa voči sebe pohybujú, tvoria časť litosféry, ktorá nahŕňa nielen pevninskú a oceánsku kôru, ale aj pevnú vrchnú časť zemského plášťa. V podloží litosféry je plastická astenosféra, hlbšia zóna plášťa a po nej môžu litosférické dosky kĺzať. Príčinou tohto pohybu je teplo uvoľňované pri rádioaktívnom rozpade. Termálne anomálie v astenosfére vyvolávajú prúdenie, ktoré zapríčiňuje pohyb litosférických dosiek. Poznanie tohto globálneho systému pohybu nielen zrevolucionizovalo naše poznanie Zeme ako celku, ale stalo sa kľúčom aj k regionálnemu výskumu.

Uvedená teória nás upozorňuje na procesy, ktoré môžeme pochopiť, keď sa na našu planétu pozeráme ako na celok. To je holistický prístup. Vtedy si uvedomíme, ako sa kôra aj zemský plášť v geologických dobách pohybovali a vďaka tomu porozumieme detailnej regionálnej stavbe. Ale na druhej strane aj nová globálna tektonika má svoje hranice.

Ďalší veľmi významný pokrok môže priniesť integrácia dôležitých vedných odborov – geológie a biológie. Je príklad (Westbroek, 2003), ktorý poskytuje nový pohľad na život ako geologickú silu. Najhodnotnejším kľúčom k dejinám Zeme sú fosílie. Pre interpretáciu geologickej minulosti majú neoceniteľný význam. Fosílie približujú dávny obraz života, pomáhajú určovať vek hornín a informujú o rozšírení dnes už nejestvujúcich oceánov a o vtedajšom prostredí. Práve v tejto oblasti nás geológia zrádza. Kým anorganické sily dokáže geológia rozoznať veľmi dobre, zatiaľ nie je schopná určiť mieru účasti dávnych organizmov na opisovaných procesoch. Geológovia väčšinou tvrdia, že priebeh zemskej histórie určovali neživé sily. Životné formy sa doteraz nezahrnuli do globálnej geologickej vedy a aj biologický výskum je zameraný na fenomény malého rozsahu, od molekuly po ekosystém. Chýba pohľad na život z astronomického hľadiska.

Na začiatku tretieho tisícročia pre planétu Zem a ľudstvo to už nie sú len problémy geologické, ale predovšetkým širšie, pretože potrebujeme vedieť, ako planéta Zem vznikla a ako pracuje. Aj keď sú snímky z vesmíru objavné, ukazujú Zem iba ako trojrozmerný objekt, no jej štvrtý rozmer – čas, čiže jej vývoj za celých 4,6 miliardy rokov, ešte vždy zostáva zastretý závojom, ktorý geológia a iné prírodné odbory dokážu postupne odkrývať. Zároveň nás znepokojuje najmä obava o životné prostredie. Všeobecne rozšírená starosť verejnosti o životné prostredie našej planéty viedla k užitočnému spojeniu síl vedy a politiky. Vznikla nová oblasť výskumu označovaná ako globálna zmena. Tisíce výskumníkov reprezentujúcich najrôznejšie vedné odbory spolupracujú pri výskume budúcnosti Zeme. Skúma sa dynamika planéty, zmeny v oceánoch a atmosfére, klíma, biodiverzita a ďalšie oblasti. Kľúčové údaje sa spracúvajú pomocou počítačových modelov, aby sa vytvorili scenáre budúceho globálneho vývoja. Modelové predpovede sú užitočné, znamenajú *gaiansky* prístup k našej planéte (Lovelock in Westbroek, 2003), ale nemôžu poskytnúť viac ako približnú orientáciu, no súborná geologická teória o vplyve ľudstva na planétu je ešte viac v nedohľadne.

Základy syntézy a spolupráce položili už predchádzajúce generácie vedcov (Rorty, 1991). Teraz začínajú geológovia prijímať myšlienku, že život sám silne ovplyvnil práve tie faktory, ktoré nám postupne dovolili ovládnuť našu planétu, a preto sa máme usilovať o jej rozkvet, nie o úpadok.

Nové poznatky geologického bádania sa adekvátnym spôsobom zužitkúvajú aj pri výskume Západných Karpát. V tejto oblasti je kontinuita Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave (1940) s históriou geologických ústavov vo Viedni (1849), Budapešti (1869) a Prahe (1919), ale aj v iných štátoch sveta (Samuel a Grecula, 2000). Výsledky práce geológov v bádaní prírodných zákonitostí geologickej stavby Zeme napredujú a geológia ich ustavične prehodnocuje a zároveň vhodným spôsobom odovzdáva spoločnosti na zabezpečenie jej potrieb, ale aj na ochranu životného prostredia (Klinda, Lieskovská et al., 2004). Možno konštatovať, že geológia ako veda pomáha ľudstvu riešiť nielen existenčné, ale aj všeobecné ľudské otázky a problémy, pretože je dôkazom toho, že sa všetko vyvíja, nič nie je ustálené, definitívne (von Wright, 2001; Bartko, 2002). Vedomie a tým aj poznanie vystupujú stále vyššie a vyššie, aj sa rozširujú, a tak treba chápať aj súčasný zložitý svet.

Literatúra

Bartko, M., 2002: Stupne poznávania. *Bratislava, Vyd. Spolku slovenských spisovateľov, s. r. o., 168.*

Hirschberger, J., 1999: Krátke dejiny filozofie. *Trnava, Vyd. Dobrá kniha, 303.*

Klinda, J., Lieskovská, Z., et al., 2004: Správa o stave životného prostredia Slovenskej republiky v roku 2003. *Ministerstvo životného prostredia SR Bratislava a SAŽP Banská Bystrica, 240.*

Mišík, M., Chlupáč, I., & Cicha, I., 1985: Stratigrafická a historická geológia. *Bratislava, Slovenské pedagogické nakladateľstvo, 570.*

Raeper, W., & Smith, L., 1998: Myslenie západnej civilizácie. *Bratislava, Vyd. Návrat domov, 391*

Rorty, R., 1991 Veda ako solidarita (193–208). *In. E. Gál, M. Marcelli et al. (eds.): Za zrkadlom moderny. Bratislava, Archa, 320.*

Samuel, O., & Grecula, P., 2000: 60 rokov Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra. *Bratislava, Vyd. D. Štúra, 96.*

Westbroek, P., 2003: Život ako geologická sila. *Praha, Dokořán, 207*

Von Wright, G. H., 2001 Humanizmus ako životný postoj. *Bratislava, Kalligram, 159.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 467–494

Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000

VLADIMÍR BEZÁK[1], IGOR BROSKA[3], JÁN IVANIČKA[1], PETER REICHWALDER[4], JOZEF VOZÁR[3], MILAN POLÁK[1], MILAN HAVRILA[1], JÁN MELLO[1], ANTON BIELY[1], DUŠAN PLAŠIENKA[4], MICHAL POTFAJ[1], VLASTIMIL KONEČNÝ[1], JAROSLAV LEXA[1], MICHAL KALIČIAK[1], BRANISLAV ŽEC[2], DIONÝZ VASS[3], MICHAL ELEČKO[1], JURAJ JANOČKO[5], MIROSLAV PERESZLÉNYI[6], FRANTIŠEK MARKO[4], JURAJ MAGLAY[1] a JÁN PRISTAŠ[1]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
[2]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika
[3]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava, Slovenská republika
[4]Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava, Mlynská dolina, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
[5]Katedra geológie a mineralógie Fakulty BERG Technickej univerzity v Košiciach, Park Komenského 15, 043 84 Košice, Slovenská republika
[6]Eurogeologic, a. s. Tomášikova 26, 821 01 Bratislava, Slovenská republika

(Doručené 13. 5. 2005)

Key words: tectonic map, geological units, Slovak Republic

V novej tektonickej mape Slovenskej republiky v mierke 1 : 500 000 podáva kolektív autorov syntézu súčasných názorov na tektonickú stavbu Západných Karpát. Oproti starším tektonickým mapám tejto mierky je v nej niekoľko nových prístupov k tektonickému členeniu. Ide napr. o členenie popríkrovových sedimentárnych a vulkanických formácií založené na ich vzťahu k tektonickým procesom. Do osobitnej skupiny sú zaradené tektonické jednotky z rozhrania Vnútorných a Vonkajších Západných Karpát, v pripovrchových príkrovových tektonických jednotkách (najmä v hroniku) sa uplatnilo faciálne členenie náplne čiastkových príkrovov, v kryštalinickom fundamente sa vyjadrili aj relikty hercýnskych tektonických jednotiek a granitoidy sa delia na suity podľa ich genetického vzťahu ku geotektonickým procesom. Pri zlomových štruktúrach je vyjadrená ich hierarchia, sčasti kinematika a pri mnohých sa doplnili aj názvy. Znázornené sú vulkanickotektonické štruktúry, izopachy hrúbky sedimentárnej výplne panvy a ďalšie štruktúry.

Tektonická mapa vychádza z kontúr geologických jednotiek, ako ich na najnovších geologických mapách v mierke 1 : 500 000 zobrazuje Biely et al. (1996) a Lexa et al. (2000). Základná orientácia v tektonických jednotkách bez tektonickej mapy nie je možná, lebo geologické mapy, napr. v mierke 1 : 50 000 alebo 1 : 200 000, sa tvoria na litostratigrafických princípoch. Tektonická mapa je potrebná aj z hľadiska medzinárodných korelácií, najmä pokiaľ ide o karpatsko-alpsko-balkánsky systém.

Východiskom členenia tektonickej mapy SR 1 : 500 000 je tektonický vývoj Západných Karpát. Základné delenie vychádza z najmladších neoalpínskych tektonických procesov, pri ktorých vznikla flyšová prizma Vonkajších Západných Karpát ako interakcia bloku vnútorných Západných Karpát s európskou platformou. Blok Vnútorných Západných Karpát nesie v sebe fragmenty všetkých predchádzajúcich etáp vývoja, ktorý prebiehal v rozličnom čase a priestore, a neoalpínske naložené štruktúry a formácie (terciérne sedimentárne panvy a neovulkanické komplexy). Základnými stavebnými jednotkami tohto bloku sú paleoalpínske kôrové jednotky (tatrikum, veporikum, gemerikum a zemplinikum) a odlepené pripovrchové príkrovové tektonické jednotky (fatrikum, hronikum, meliatikum, turnaikum a silicikum). Kôrové jednotky buduje kryštalinický fundament s fragmentmi hercýnskych tektonických jednotiek a obalové formácie vrchného paleozoika a mezozoika. Zvyšky mezoalpínskych jednotiek vystupujú len na rozhraní Vonkajších a Vnútorných Karpát a sú prevažne neoalpínsky štruktúrne prepracované.

Základné geologické mapovanie a nová edícia prehľadných geologických máp Slovenska v mierke 1 : 200 000

VLADIMÍR BEZÁK

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

(Doručené 23. 5. 2005)

Key words: geological maps, map scale 1 : 200 000, correlation, Slovakia

Tvorbou základných geologických máp rozličnej mierky je poverený Štátny geologický ústav Dionýza Štúra. Ten sa už od skončenia generálnych geologických máp v mierke 1 : 200 000 v 60. rokoch 20. stor. venuje systematickému geologickému mapovaniu územia Slovenska na listoch v mierke 1 : 25 000 a na tomto základe tvorí regionálne geologické mapy v mierke 1 : 50 000, ktoré zhŕňajú poznatky o geologickej stavbe ucelených geomorfologických regiónov. Slovensko má 52 takýchto regiónov a doteraz sa z nich tlačou publikovalo 45 máp.

Keďže každá geologická mapa je iba modelom stavby územia na súvekej úrovni geologických poznatkov s veľkým vkladom individuálnych interpretácií, musí sa inovovať, a to spravidla už po 15 až 20 rokoch, ako to uvádzajú aj cenníky geologických prác.

Na základe geologických máp väčšej mierky, ktoré majú čo najvernejšie zobrazovať stavbu zistenú terénnym výskumom, je nevyhnutné zostavovať aj ďalšie typy máp menšej mierky. Sú to napr. celorepublikové mapy v mierke 1 : 500 000 (napr. geologická, tektonická, neotektonická, kvartérna a i.) alebo tematické mapy rozličného druhu. Najvýznamnejšie sú prehľadné geologické mapy na listoch v mierke 1 : 200 000. V roku 2006 sa skončí ich druhá edícia, čím sa Slovensko opäť zaradí na popredné miesto na medzinárodnom geologickom poli. Takéto mapy pripravujú aj susedné krajiny, napr. Česko, Poľsko, Rakúsko, ale v dlhodobejšom časovom diapazóne.

Regionálne mapy v mierke 1 : 50 000 sú rozličného veku aj kvality a mnohé sú pohľadom na geologickú stavbu také odlišné, že sa niekedy ani nedajú zosúladiť, a práve zjednotenie princípov interpretácie geologickej stavby v rozličných regiónoch Slovenska, často aj s podporou nových terénnych údajov, je hlavným cieľom máp mierky 1 : 200 000. Príklady takéhoto korelačného postupu sa demonštrujú vo viacerých oblastiach Slovenska (napr. selekcia geneticky významných uložení kvartéru, účelná jednotná legenda pre neovulkanity, zjednotenie názorov na stavbu gemerika, korelácia odlišne geneticky interpretovaných komplexov kryštalinika, tektonické zaradenie problémových mezozoických jednotiek atď.)

O význame a potrebnosti geologických máp v mierke 1 : 200 000 nemožno pochybovať. Sú to prehľadné a syntetické mapy a poskytujú lepšiu predstavu o geologickej stavbe na širších územiach. Prispieva k tomu aj fakt, že sú v podstate odkryté – čiže kvartérne uloženiny sa zobrazujú len tam, kde majú veľkú hrúbku alebo kde ide o útvary, ktoré významne dokresľujú geologický vývoj územia (napr. riečne terasy a glaciofluviálne sedimenty).

Syntéza vyjadrená v prehľadných geologických mapách a korelácia geologickej stavby prakticky na celom území Slovenska sú veľmi dôležité pre ďalšie aplikované a nadstavbové geologické disciplíny s priamym prínosom pre hospodárstvo. Mapy budú zároveň slúžiť na koreláciu geologickej stavby s mapami mierky 1 : 200 000 susedných štátov a na širšie geologické korelácie v medzinárodnom meradle najmä v alpsko-karpatskom horskom systéme.

Metallogeny of Paleogene and Neogene volcanic belts in Hungary

FERENCZ MOLNÁR[1], TIBOR ZELENKA[2], ZOLTÁN PÉCSKAY[3], BERNADETT BAJNÓCZY[4] and ISTVÁN GATTER[1]

[1]Department of Mineralogy, Eötvös Loránd University Budapest, Hungary
[2]Department of Geology and Mineral Deposits, University of Miskolc, Hungary
[3]Institute of Nuclear Research, Hungarian Academy of Sciences, Debrecen, Hungary
[4]Institute for Geochemical Research, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, Hungary

(Received 11. 4. 2005)

Key words: metallogeny, volcanic belts, Paleogene, Neogene, Hungary

Paleogene volcanic units (44–27 Ma) form a largely covered 300 km long and 30–50 km wide NE–SW trending belt along the Balaton-Darnó Line in Hungary. Outcrops of this belt are known in the Velence Mts. and in the NE-Mátra Mts. near Recsk. The medium- to high-K calc-alkaline character and other petrochemical data for basaltic-andesite, andesite, dacite and diorite of intrusive--volcanic complexes are compatible with subduction-related origin. The intermediate-acidic medium- to high-K calk-alkaline volcanic units of Miocene age of Hungary are a part of the Neogene-Quaternary Carpathian Volcanic Arc. Exposures of major units (Börzsöny Mts., Mátra Mts. and Tokaj Mts.) form a 250 km long, E–W oriented belt along the northern margin of Pannonian Basin. These units are situated on extensional zones related to normal faults and strike-slip fault duplexes that were active during the Carpathian continent-continent collision.

Paleogene and Neogene magmatic and metallogenic belts are partially superimposed in Hungary, but they were formed in different tectonic settings. The Paleogene belt is an "escaped" portion of the Periadriatic syn- and post-syncollisional magmatic belt which formed in the collision zone between the Adriatic microplate of African origin and the European plate. North-eastward escape of continental blocks from the collision zone initiated the subsequent Carpathian subduction, and the Neogene belt is genetically connected to the Miocene stages of this oblique subduction and final collision. Paleogene metallogeny is characterized by magmatic-hydrothermal systems producing Cu-porphyry and related HS type mineralization. These ore formations are absent further west in the Alps along the Periadriatic lineament, presumably due to deeper erosion of magmatic complexes during emergence of Alps. The Neogene intermediate--acidic volcanic units are characterized by LS type epithermal mineralization which suffered only minimal subsequent erosion in the eastern parts of the belt in Hungary. Differences in the style of LS type deposits from west to east along the Neogene volcanic belt may be correlated with the depth of their erosion due to shift of ages for volcanism and hydrothermal mineralization in the same direction.

Evolution of the Carpathian Flysch belt in Moravia and Western Slovakia

FRANK J. PÍCHA[1], ZDENĚK STRÁNÍK[2] a OLDŘICH KREJČÍ[2]

[1]650 New Haven Court, Walnut Creek, California, 945 98, U.S.A.
[2]Czech Geological Survey, Leitnerova 22, 658 69 Brno, Czech Republic

(Received 9. 5. 2005)

Key words: West Carpathian Flysch belt, structural and depositional history, oblique collision, thin-skinned thrust structure, Carpathian foredeep and pull-appart Vienna Basin

The structural and depositional history of the Outer Western Carpathians began in the Jurassic by rifting which lasted to Early Cretaceous. During the Jurassic the fragmented European continental margin was marked by the shallow carbonate sedimentation. Since the Early Cretaceous this carbonate sedimentation changed to the flysch deposition accompanied with submarine volcanics. The uppermost Early Cretaceous was characterized by anoxic deposition followed by deepening and extension of the basins during the Late Cretaceous. In the uppermost Late Cretaceous the divergent tectonic regime changed to convergent one. The major Outer Carpathian foreland

basin displayed a complex topography marked by partial basins and intrabasinal ridges (cordilleras). As a result of subduction in the Penninic – Pieninic oceanic domain the tectonic activation of the cordilleras (uplifting) and of the partial basins (subsidence) evoked an intensive destruction of the source areas and deposition of the deep-water, synorogenetic, siliciclastic flysch in the huge thicknesses. These structural and depositional conditions lasted in the Outer Carpathian domain till to the Early Paleogene. The Neoalpine orogeny is characterized by an oblique continental collision which began in the Middle Paleogene and continued with interruption to the Middle Miocene. During the stages of this orogeny the Upper Jurassic to Lower Miocene fill of Outer Carpathian basins was gradually deformed, detached and thrust over the European foreland. By this predominantly compressional tectonic regime a complex accretionary wedge was formed. The tectonic shortening occurred not only in the decoupled thin-skinned thrust belt, but also at the deeper crustal level, where the various blocks (intrabasinal ridges) were apparently accreted back to the foreland plate rather than subducted.

Since the Early Miocene time, the synorogenic predominantly deep-water flysch sedimentation was replaced by the shallow marine and continental molasse-type sedimentation of the Neogene foredeep, which remained mostly undeformed. Also during the Miocene, the Vienna Basin formed within the Carpathian belt of southern Moravia and northeastern Austria as a result of subsidence, backarc extension, and the orogene parallel pull-apart strike-slip faulting.

Geological development, lithostratigraphy and petroleum potential of the Jurassic sediments in footwal of the Flysch belt and Carpathian Foredeep

JOSEF ADÁMEK

Geological Survey of Czech Republic, Leitnerova 22, 658 69 Brno, Czech Republic
adamek@cgu.cz

Key words: autochthonous and para-autochthonous Jurassic, NE European Platform Western Carpathians, geology, logs and lithofacies correlations, lithostratigraphy, tectonics, regional geological cross-sections, thickness, facies and structure maps, model of the depositional topography, petroleum geology – reservoirs, source rocks, sealing

The lithofacies, paleogeography and tectonics of the Jurassic sediments were studied in the footwall in the Carpathian Foredeep and Outer units of the Flysch Belt in Southern Moravia. The major lithofacies were correlated and shown in a set of well logs and regional geological cross-sections. The individual cross-sections document in detail both, Doggerian and Malmian sediments – carbonate and basinal facies as well as geology in general, including tectonic pattern with dominant normal faults and overthrust. The development of both the Doggerian and the Malmian sediments is different. The Doggerian clastics play as a reservoir rocks the most role from petroleum viewpoint for the whole Jurassic strata. For the Malmian sediments the model of the depositional topography, signed with individual microfacies by Wilson, is demonstrated. For the study area there is characteristic a moderate dip of the slope of the carbonate platform. The longitudinal profiles determine the southwestern margin of the Variscan area with different structural features of the Jurassic on both main Pavlov–Waschberg and SW part of Central Moravian blocks. Isopachs and facies map show the extent of Malmian sediments determined from seismic and well data. The structure contour map next shows the essential features and structure elements of the pre-Tertiary relief while the isochore map shows the thicknesses of both Jurassic developments including non-depositional areas in Vranovice and Nesvačilka grabens.

Biodegradácia rudných minerálov ložiska Pezinok

PETER ANDRÁŠ[1], JOZEF STANKOVIČ[2], MARCEL ADAM[2], MÁRIA KUŠNIEROVÁ[3] a MARTIN CHOVAN[2]

[1]Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica, Slovenská republika
[2]Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovenská republika
[3]Ústav geotechniky SAV, Watsonova 45, 043 53 Košice, Slovenská republika

(Doručené 22. 4. 2005)

Key words: ore minerals, biodegradation, Pezinok deposit

Deponovaný odpad z flotácie Sb rúd pezinského ložiska sa postupne uskladňoval na troch odkaliskách. As a Fe minerály sa pri flotácii rudy potláčali, prechádzali do odpadu, a preto majú v odkaliskách podstatne vyšší ako Sb minerály, ktoré navyše rýchlejšie podliehajú oxidácii. Najrozšírenejším sulfidickým minerálom odkaliska je arzenopyrit a trocha zriedkavejší pyrit a gudmundit. Sb je zriedkavý a pyrotín sporadický. Oxidy Sb, Fe sa v niektorých vzorkách vyskytujú vo veľkom množstve, kým tetraedrit, löllingit a chalkopyrit sú veľmi zriedkavé. V oxidačných zónach odkaliska vznikajú Fe oxyhydroxidy, oxidy antimonitu, gudmunditu a arzenopyritu. Oxidáciou sulfidických minerálov, hlavne pyritu, vzniká v priestore ložiska extrémne kyslá voda (ph < 3) s vysokým obsahom rozličných ťažkých kovov, ale najmä Fe, Sb, As, Mn, Zn, Pb a Cd.

Ako ukázali už predchádzajúce práce, v pezinskom ložiskovom rajóne možno rozlíšiť dva typy banskej drenážnej vody: prvý sa vyznačuje extrémnou aciditou (ph < 3) a viaže sa na synsedimentárne masívne pyritovo-pyrotínové rudy a druhý viac-menej neutrálnou drenážnou vodou (pH 5,5–7), ktorá sa spája s mladšou epigenetickou karbonátovou mineralizáciou. Z vody ložiska sa asocioval a opísal rad acidofilných autochtónnych chemolitotrofných mikroorganizmov, hlavne baktérií, ktoré sa svojimi katalytickými účinkami zúčastňujú na biologicko-chemickom zvetrávaní sulfidických minerálov. Baktérie sú podstatne aktívnejšie v prvom type vody.

Porovnanie biochemickej oxidácie s chemickou oxidáciou jednotlivých minerálov na nábrusoch umožnilo zistiť rozdiely v mechanizme rozpúšťania. Štruktúry vznikajúce pri biochemickej oxidácii za spolupôsobenia baktérií sa vyznačovali kavernami. Tvar kaverien závisí od kryštalografickej orientácie leptaných plôch. Pri obidvoch druhoch oxidácie sa po istom čase tvorí na povrchu minerálov povlak a kôrka zo sekundárnych minerálov.

Epitermálna mineralizácia vo východoslovenských neovulkanitoch

PAVEL BAČO[1], MARTIN REPČIAK[1], RUDOLF ĎUĎA[2] a PETER KOTUĽÁK[3]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika
[2]Východoslovenské múzeum, Hviezdoslavova 3, 041 36 Košice, Slovenská republika
[3]GSP, s. r. o., Hviezdoslavova 19, 052 01 Spišská Nová Ves, Slovenská republika

(Doručené 19. 5. 2005)

Key words: epithermal mineralization, vein-impregnation system, high-sulphidizing system, low-sulphidizing system

Podľa najnovších klasifikačných schém vulkanogénnych ložísk zohľadňujúcich najmä geotektonickú pozíciu, typ magmatizmu, vzťah k subvulkanickým magmatickointruzívnym systémom a primárny charakter rudotvorných fluíd sa v celom karpatsko-panónskom regióne vyčleňuje a charakterizuje 15 hlavných typov vulkanogénnej mineralizácie. Na základe rovnakých kritérií sa vo východoslovenských neovulkanitoch rozlišuje:

1. Skarnová Fe mineralizácia. Zistila sa vo vrtoch v centrálnej zóne zlatobanského stratovulkánu (Zlatá Baňa). Vyvinutá je v exokontakte dajky dioritového porfyritu.

2. Žilníkovoimpregnačná (porfýrová?) chalkopyritovo-molybdenitová mineralizácia (Cu-Mo). Zistila sa vo vrtoch v centrálnych zónach zlatobanského stratovulkánu (Zlatá Baňa) a Makovica (Juskova Voľa) v hĺbke 600 m.

Vzťah granitoidných intrúzií k tektonike (Slovenské rudohorie-západná časť)

VLADIMÍR BEZÁK[1], ĽUBOMÍR HRAŠKO[1] a IGOR BROSKA[2]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
[2]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 840 09 Bratislava, Slovenská republika

(Doručené 20. 5. 2005)

Key words: granitoids, plutonism, tectonics, crystalline basement

Cieľom tohto príspevku je poukázať na viacetapový vznik granitoidov, pričom každá z etáp mala iné geotektonické pozadie. Postupnosť vzniku a umiestňovania granitoidov potvrdzujú ich priestorové a štruktúrne vzťahy zistené pri terénnom výskume a potvrdené geochronologickými údajmi.

Najstaršími granitoidmi v západnej časti Slovenského rudohoria sú granitoidy paleohercýnskeho štádia, ktoré zrejme vznikali v extenznom režime, metamorfovali a deformovali sa spolu so spodnopaleozoickými sedimentmi, a tak dnes majú povahu ortorúl.

Pri kolíziách v mezohercýnskom štádiu a hrubnutí kôry vznikli anatektické granitoidy prevažne typu S. Tvorili sa v závere tohto štádia, vo vrchnom devóne až spodnom karbóne. Ich typickou črtou je konkordantné uloženie s metamorfným plášťom. Pôvodný sklon telies a metamorfných foliácií bol na S až SZ. Pri doznievaní kolízie mali tektonické pohyby transpresný charakter a strižné zóny sa stali prívodnými kanálmi záverečnej mezohercýnskej etapy plutonizmu, pri ktorom vo vyšších častiach kôry vznikli rozsiahle lakolitové telesá.

Neohercýnske štádium, ktoré potom nasledovalo, malo dve odlišné geotektonické etapy. Prvá prebiehala prevažne vo vrchnom karbóne a súvisela s doznievaním subdukčných procesov v externých hercýnskych zónach. V interných zónach, do ktorých patrí aj táto časť kryštalinika Západných Karpát, vznikali hlboko založené strižné zóny umožňujúce výstup granitoidnej magmy typu I, ktorá vznikala na rozhraní plášťa a kôry. Druhá (permská) etapa bola inej geotektonickej povahy. Prevládali v nej extenzné pohyby konsolidovanej hercýnskej kôry, ale dôležitú úlohu mali aj strižné zóny. Na nich vznikali malé intrúzie granitoidov s charakteristikou typu A.

Geologická mapa Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny v mierke 1 : 50 000

MILAN POLÁK[1], VLADIMÍR BEZÁK[1], IVAN FILO[1], MILAN HAVRILA[1], MILAN KOHÚT[1], PETER KOVÁČ[2], JOZEF VOZÁR[2], JÁN MELLO[1], JURAJ MAGLAY[1], MICHAL ELEČKO[1], MÁRIO OLŠAVSKÝ[3], JÁN PRISTAŠ[1], PAVOL SIMAN[1], STANISLAV BUČEK[1], JOZEF HÓK[1], MILOŠ RAKÚS[1], JAROSLAV LEXA[1] a LADISLAV ŠIMON[1]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
[2]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava, Slovenská republika
[3]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Kynceľovská 10, 974 01 Banská Bystrica, Slovenská republika

(Doručené 24. 5. 2005)

Key words: geological map 1 : 50 000, Tatricum, Veporicum, Hronicum, Silicicum

Cieľom práce bolo vytvoriť základnú geologickú mapu regiónu Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny v mierke 1 : 50 000 s textovými vysvetlivkami. Geologickú stavbu regiónu reprezentuje predgosauská príkrovová sústava Vnútorných Západných Karpát a popríkrovové formácie a na geologickej stavbe príkrovovej sústavy sa zúčastňujú základné paleoalpínske tektonické jednotky *tatrika*, *veporika*, *hronika* a *silicika*. Popríkrovové formácie sú z paleogénnych, neogénnych a kvartérnych sedimentárnych a vulkanogénnych akumulácií.

Tatrikum tvorí kryštalinický fundament a obalová sekvencia reprezentovaná sedimentárnymi komplexmi mlad-

šieho paleozoika, a najmä mezozoika, kryštalinikum hlavne muskovitícko-biotitické granodiority prašivského typu vystupujúce predovšetkým vo východnej časti územia a podstatnú časť južných svahov Nízkych Tatier ortoruly a migmatitizované ortoruly s polohami pararúl a amfibolitov.

Mladšie paleozoikum je zastúpené detritickým vážnianskym súvrstvím, obalové mezozoikum slabo metamorfovanou donovalskou sekvenciou, ktorá je litostratigraficky zastúpená od spodného triasu po vrchnú juru. Charakteristické je detritickým vývojom spodného triasu, platformovou karbonátovou sedimentáciou stredného triasu, detritickým vývojom karpatského keupru a hiátom v najvyššom triase. Pre spodnú a strednú juru sú typické prahové plytkovodné sedimenty vrstiev tmavého piesčito-krinoidového vápenca v spodnej a pestrého krinoidového vápenca vo vrchnej časti. Vrchnú juru zastupujú polohy pestrého mramorizovaného vápenca.

V tektonickej jednotke *veporika* sa vyčlenili dve základné tektonické štruktúry – severné veporikum a krížňanský príkrov. Severné veporikum buduje jv. časť územia. Fundament štruktúry tvoria kryštalické horniny zložené z očkatých a páskovaných ortorúl, amfibolitov, pararúl a produktov ich diaftorézy. Mladšie paleozoikum je zastúpené klastickým brusnianskym a predajnianskym súvrstvím permského veku. Vrstvový sled pokračuje mohutným súvrstvím klastických sedimentov spodnotriasového lúžňanského súvrstvia, ktoré je hrubé do 200 m. Mezozoické komplexy sekvencie Veľkého boka sú najkompletnejšie vyvinuté v oblasti Chvatimecha, kde vrstvový sled pokračuje telesami ramsauského dolomitu, metamorfovanými lunzskými vrstvami a karpatským keuprom, ktorý je tam charakteristický hrubozrnným kremencom až zlepencom, kým v oblasti Valaskej naopak metamorfovanými pestrými bridlicami. Nadložie tvorí súbor vrstiev tmavosivého až čierneho vápenca s polohami intenzívne dynamometamorfovaného organodetritického a lumachelového vápenca. Vyššia časť je z tmavosivých až čiernych bridlíc a z vápenca stredného liasu.

Druhou a najrozšírenejšou štruktúrnou jednotkou veporika v území je krížňanský príkrov. Litostratigraficky sa v ňom rozlišuje zliechovská sekvencia s charakteristickým hlbokovodným vývojom vrchného liasu až spodnej kriedy a lučatínska, vyznačujúca sa prítomnosťou vrstiev pestrého krinoidového vápenca (hierlatzského, prístodolského, adnetského a bositrového) liasu. Vrstvový sled sa začína v Starohorských vrchoch permským špaňodolinským súvrstvím a pokračuje klastickým lúžňanským súvrstvím spodného triasu. Stredný trias je zastúpený rudimentárnym vývojom ramsauského dolomitu. Výrazné a rozšírené zastúpenie má súvrstvie karpatského keupru, ktoré tvoria vrstvy pestrého ílovca, dolomitové telesá a vložky klastického pieskovca norického veku. V nadloží sa vyvinulo klasické súvrstvie kössenských vrstiev rétu. Lias je charakteristický výraznou diferenciáciou litofácií. Bazálne liasové sedimenty zastupuje kopienecké súvrstvie hetanžsko-sinemúrskeho veku. V ich nadloží leží súvrstvie pestrých hierlatzských vápencov veku sinemúrsko-domérskeho veku. Vrstvový sled pokračuje tenšími vápencovými polohami Prístodolka domérskeho veku. V ich nadloží vystupuje klasické allgäuské súvrstvie lotaringu až toarku, ktoré je rozšírené hlavne v západnej časti územia. Na dvoch lokalitách v doline Driekyňa sa vyskytuje súvrstvie kremitého flekenmergelu. Väčšiu časť dogeru reprezentuje ždiarske súvrstvie rádioláriových vápencov a rádiolaritov. V nadloží je pelagické osnické súvrstvie titónu, bez prerušenia prechádza do spodnokriedového mraznického súvrstvia, ktoré je najvyšším súvrstvím krížňanského príkrovu.

V *hroniku* sú na sledovanom území zastúpené tri čiastkové tektonické jednotky. Spodnú buduje bielovážska sekvencia s charakteristickými reiflinskými vápencami a s lunzskými vrstvami. V nadloží hlavného dolomitu vystupuje mičovské súvrstvie, ktoré má takmer identický charakter ako karpatský keuper. Stratigraficky sa začlenilo do norika. V nadloží sú zvyšky vrstiev rétskeho organodetritického vápenca a na dvoch miestach sa identifikovali spodnoliasové karbonáty hronika. Druhá čiastková tektonická jednotka sa lokalizovala v západnej časti územia a tvorí tam duplexovú stavbu Veľkého a Malého Šturca s charakteristickými sedimentmi pelagického typu. Najvyššiu tektonickú jednotku (čiastkový flockovský príkrov) tvorí len karbónske nižnobocianske a permské malužinské súvrstvie.

V regióne sú zvyšky *silicika – drienocký príkrov*. Tvorí ho mohutný komplex spodnotriasových členov, spodné bódvaszilašské klastické súvrstvie a vyššie sinské súvrstvie, ktoré má aj karbonátovú zložku s pomerne veľkým množstvom fosílnych zvyškov. Vo vrchnom komplexe sú vulkanické horniny – ryolity. Vyššiu časť reprezentujú klasické karbonáty silicika, telesá gutensteinského a steinalmského vápenca a dolomitu, wettersteinského a reiflinského vápenca, ako aj výrazný horizont krinoidového vápenca ilýru.

Z popríkrovových paleogénnych sedimentov je zastúpený borovský bazálny zlepenec a časť hutianskeho súvrstvia stredného eocénu, z neogénnych sedimentov ílovcové súvrstvie, vulkanoklastické sedimenty a plošne rozsiahla pliocénna bystrická štrková formácia. Kvartérnymi sedimentmi sú hlavne terasové sedimenty Hrona.

Mesozoic ophiolites in the Eastern Carpathians (Romania)

VOLKER HOECK[1] and CORINA IONESCU[2]

[1]Salzburg University, 34 Hellbrunner str., A-5020 Salzburg, Austria; volker.hoeck@sbg.ac.at
[2]Babes-Bolyai University, 1 Kogalniceanu str., RO-40084 Cluj-Napoca, Romania.
corinai@bioge.ubbcluj.ro

(Received 11. 4. 2005)

Key words: Mesozoic ophiolites, Eastern Carpathians, Cretaceous flysch

Apart from the Triassic ophiolites of Dobrogea, the Romanian Mesozoic ophiolites are related to the Tethys ocean. According to Sandulescu (1994, 2004) they can be divided to:

– *The Transylvanides:* comprise the ophiolites in the Eastern Carpathians (Middle Triassic to Late Jurassic ocean floor, island arc and intraplate basalts), the ophiolites of the Southern Apuseni Mts. (Middle Jurassic ocean floor ophiolites and Late Jurassic-Early Cretaceous? SSZ island arc volcanics) and those from the Transylvanian Depression basement (Late Jurassic SSZ-island arc volcanics).

– *The Pieninic klippes:* occur in the Maramures area and contain only small fragments of basalts and tuffs which are believd to be of Late Jurassic age.

– *The Outer Dacides:* include basaltic and gabbroic rocks associated with the Black Flysch nappe and the Ceahlau nappe as well as their presumed continuation in the Southern Carpathians, i. e. the ophiolites from the Severin nappe.

In the following we will deal only with the ophiolites of Transylvanides and those in the Black Flysch. The former occur in the Rarau and Haghimas synclines and in the Persani Mts. Most of the occurrences are obviously olistoliths in the Cretaceous wildflysch of the Bucovinian nappe, larger bodies are believed to be individual tectonic entities called Transylvanian nappes by Sandulescu (1975). The age of these ophiolites is debatable, many of the olistolith bodies are clearly associated with Middle--Triassic limestones in particular in the Persani Mts. On the other hand, Late Jurassic age for at least a part of the ophiolite bodies is not ruled out yet.

Most of the individual occurrences along the Eastern Carpathians are only basalts, quite often brecciated, containing limestone clasts. Other blocks consist almost exclusively of highly serpentinized ultramafics. An outcrop near Varghis in the Persani Mts. displays besides ultramafics with possible ultramafic cumulates, also a preserved sheeted dyke complex. In the Persani Mts. trachyandesites are closely associated with the ophiolites. Only a limited number of basic and ultrabasic rocks were analysed until now (Cioflica et al., 1965; Russo-Sandulescu et al., 1983 a. o.), exhibiting a wide variation in geochemistry and possible tectonic settings.

Ophiolitic rocks occur also in the Black Flysch in the Maramures Mts. (Eastern Carpathians), where they are closely associated with Cretaceous flysch sediments. Petrographically, they are mostly massive lava flows, pillow lavas, tuffs and sometimes doleritic bodies. Gabbros on the one hand and more intermediate to acidic rocks on the other hand, are occasionally found. The volcanics are metamorphosed in the greenschist facies (chlorite, epidote, actinolite), additionally blue amphibole is reported from occurrences in the Rica valley (Russo-Sandulescu et al., 1983). The few available geochemically analyses indicate rifting environment for the basalts.

The study of the Eastern Carpathian ophiolites was supported from the 2005 KARO Project *Karpatische Ophiolite des Mesozoikum in Rumänien* granted by the Land Salzburg Research Fellowship.

Alternatívne modely vzniku magnezitu v Západných Karpatoch na základe štúdia fluidných inklúzií a stabilných izotopov

PETER KODĚRA[1], MONIKA HURAIOVÁ[2], WALTER PROCHASKA[3] a VRATISLAV HURAI[2]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
kodera@gssr.sk
[2]Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina,
842 15 Bratislava, Slovenská republika
[3]Department of Geosciences, University of Leoben, A-8700 Leoben, Austria

(Doručené 26. 4. 2005)

Key words: magnesite, fluid inclusions, C, O-isotopes, P-T conditions, leachate analyses

Významné magnezitové a magnezitovo-mastencové ložiská sa v Západných Karpatoch vyskytujú vo vrchnokarbónskych a spodnopaleozoických nízkometamorfovaných až strednometamorfovaných sedimentoch pozdĺž kontaktnej zóny gemerika a veporika. Štúdiom fluidných inklúzií sa v magnezite zistili primárne inklúzie soľanky (do 40 hm. % NaCl ekv.) s vysokým obsahom chloridov dvojmocných katiónov, najmä $MgCl_2$. Soľanku často sprevádzajú nízkosalinné inklúzie bohaté na CO_2, ktoré sú väčšinou sekundárne a pravdepodobne súvisia s progresívnymi metamorfnými reakciami a/alebo s premenou magnezitu na mastenec. Inklúzie soľanky z veporickej lokality Hnúšťa-Mútnik má znaky reekvilibrácie na PT podmienky zachytávania asociujúcich inklúzií bohatých na CO_2. Analýza výluhu z magnezitu a dolomitu1 indikuje výrazné obohatenie o Br a ochudobnenie o Na v zachytených fluidách v porovnaní so súčasným evaporačným trendom morskej vody. Kontrastné pomery K/Na indikujú výrazne vyššiu teplotu Mg metasomatózy vo veporiku (dol1 410 ± 70 °C, mag 270 ± 25 °C) ako v gemeriku (dol1 210 ± 25 °C, mag 230 ± 30 °C), čo korešponduje s kontrastnými hodnotami $\delta^{18}O$ Mg karbonátov z obidvoch tektonických jednotiek. Ložiská magnezitu s mastencom i bez neho ukázali podobné izotopové zloženie C a O, čo vylučuje izotopickú reekvilibráciu pri alpínskej metamorfóze v gemeriku. Navrhujú sa dva alternatívne modely Mg metasomatózy. Prvý predpokladá infiltráciu halitovo-frakcionovanej soľanky z vrchnopermských až spodnotriasových bazénov do rozličnej hĺbky počas extenzného tektonického režimu v rámci riftogenézy (~ 2–6 km, odvodené z hrúbky autochtónnych nadložných sedimentov) a hydrostatický tlak (~ 20–80 MPa), z čoho vyplýva vysoký geotermálny gradient (až do 125 °C/km), a preto ho považujeme za menej pravdepodobný. Druhý model predpokladá remobilizáciu pochovanej sedimentárnej soľanky počas vrchnojurskej subdukcie alebo kriedovej kontinentálnej kolízie pri litostatickom tlaku. Primerané geotermálne gradienty (30–50 °C/km) v kombinácii s K-Na geotermometrom udávajú hĺbku 9 ± 4 (veporikum) a 5,5 ± 1,5 km (gemerikum), ale izochory soľaniek z gemerika sú gradientmi pretínané pri vyššej teplote (~ 270–350 °C), ako ukazuje geotermometer, čo indikuje reekvilibráciu inklúzií. V obidvoch modeloch sa vznik mastenca a asociujúcich fluíd bohatých na CO_2 pripisuje vrcholu alpskej metamorfózy (gemerikum 300–350 °C a 120–250 MPa, veporikum 500–540 °C a 230–320 MPa).

Subofitické klinopyroxény bázických subvulkanických telies vo vrchnokarbónskych sedimentoch Západných Karpát

RASTISLAV DEMKO a MÁRIO OLŠAVSKÝ

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Kynceľovská 10, 974 01 Banská Bystrica, Slovenská republika

(Doručené 19. 5. 2005)

Key words: basalts, subvolcanic bodies, crystallization

Pre bázické subvulkanické telesá v sivých karbónskych sedimentoch a časti hrubých lávových výlevov permských bazaltov je typická subofitická až intersertálna štruktúra.

Minerálnou zložkou bazaltu je plagioklas, klinopyroxén, Fe-Ti oxidy a sklo. Plagioklas (Pl) sa spája do priestorovej plagioklasovej siete (PS) a jej bunky vypĺňa Cpx (subofitická štruktúra) alebo sklo (intersertálna štruktúra). Bazaltové telesá pretína Pl pegmatit, ktorý je výsledkom extrakcie diferencovanej taveniny z buniek PS v dôsledku jej kompakcie. Horniny sú postihnuté naloženou alteráciou, plagioklas saussuritizovaný, sklo transformované na Chl + Kfs + Ab + Zeol. a kostrovitý ilmenit alterovaný na Pyf + Ttn + Po + Zrn + Rt. V okolí Pl pegmatitov je pozorovateľná konzumácia Cpx hnedým amfibolom.

Kryštalizáciu študovaných bázických telies vyjadruje schéma I. Pl so skeletizáciou, II. kostrovitý Ilm s resorpciou, III. Cpx_1, IV. Ilm_2, Sp, $Cpx_2/(Cpx_2 + Pl_2)$, V. Cpx_3 a VI. sklo, t. j. tholeiitový diferenciačný trend. Z pôvodných minerálov sa zachoval Cpx a miestami Fe-Ti oxidy. Cpx sú mineralogicky augity až diopsidy a možno ich rozdeliť na: A) Cpx so zložením $En_{(49.3–40.6)}Fs_{(15.2–6.1)}Wo_{(46.7–40.9)}\#Mg_{(88.6–74.2)}$, ktoré kryštalizovali ako prvé pri teplote 1100–950 °C. V skupine sa vyskytujú silné variácie v zložení Al_2O_3 (4–1.73 hmot. %) a TiO_2 (1.5–0.5 hmot. %) asociujúce s kostrovitými Ilm_1, ktorých vzájomná paralelná konfigurácia v hostiteľských Cpx naznačuje možný epitaxný vzťah. B) Cpx $En_{(46.1–39.5)}Fs_{(16.3–9.2)}Wo_{(45.6–42.2)}\#Mg_{(83.3–71)}$ predstavujúce prechod medzi skupinou A) a C). S Cpx-B) vystupuje asociácia $Sp+Ilm_2$, kompozične $Usp_{(2.28–2.06)}$, $Ilm_{(1.5–1.52)}$ indikujúce podmienky 870–706 °C pri log fO_2 = ‹-14.93; -12.73›. Skupina C) zložením $En_{(39.8–31.9)}Fs_{(22.5–11.3)}Wo_{(48.9–43.8)}\#Mg_{(77.9–58.6)}$ reprezentuje nízkoteplotné Cpx (800–700 °C, ojedinelo do 600 °C). Na rozdiel od Cpx-A) obsah Al_2O_3 (0.55–0.24 hmot. %) a TiO_2 (0.2–0.06 hmot. %), je nízky pri variácii MgO (14–10.9 hmot. %) a vypovedá o silnom poklese aktivity Al, Ti pri diferenciácii taveniny v PS. Cpx A, B, C vystupujú v hornine v úzkom priestorovom vzťahu. Často tvoria rôzne kompozičné zóny Cpx. Typy zonálnosti Cpx (jadro → okraj) možno rozdeliť na A → B → C, A → C, ale aj na A → C → B a C → A.

Heterogenity Cpx možno interpretovať a) spôsobom kryštalizácie Cpx v bunkách PS 1) kryštalizáciou z nukleí voľne uložených v tavenine, do štádia mechanického ukotvenia Cpx v PS a vyplnením zostatkového priestoru bunky, typy A → C. Cpx môže ďalej kryštalizovať mechanizmom 2). Cpx kryštalizujú šplhaním po skelete PS. Šplhajúce Cpx postupne vyplnia bunku PS smerom od okraja do centra a vzniknú Cpx reverznej zonálnosti (C → A, C → B). Pl sú pravdepodobne katalyzátormi Cpx kryštalizácie. b) Kryštalizácia Cpx znižuje porozitu PS, a preto v PS vznikajú zóny s rozdielnou permeabilitou. Tavenina v bunkách zóny s nízkou permeabilitou má tendenciu k vzniku chemických heterogenít, čo sa prejavuje na kompozícii Cpx v rámci skupín (variácie Al_2O_3, TiO_2). Zloženie Cpx je potom výsledkom interakcie rastúceho kryštálu s chemicky nehomogenizovanými rôzne frakcionovanými taveninami v PS.

The Pb-bearing tetrahedrite from the Cinobaňa – Jarčanisko deposit, Slovenské rudohorie Mts., Slovak Republic

ŠTEFAN FERENC a ĽUBOSLAV MAŤO

Geological Survey of Slovak Republic, Kynceľovská 10, 974 01 Banská Bystrica, Slovak Republic

(Received 11. 4. 2005)

Key words: Pb tetrahedrite, Cinobaňa, Slovenské rudohorie Mts., Slovak Republic

The Pb-bearing tetrahedrite occurrences are relatively infrequent in the world. Up to present the maximum reported Pb content in tetrahedrite is 12.31 wt. % (Greece). The maximum Pb content – 11.21 wt. % was observed in the Pb-bearing tetrahedrite of siderite-sulphidic mineralization at the Cinobaňa-Jarčanisko deposit (Slovenské rudohorie Mts.). The Pb-bearing tetrahedrite occurs in the form of veinlets replacing tetrahedrite I.

Tetrahedrite I and Pb-bearing tetrahedrite are distinct in microstructures and contents of some elements. Besides the evident differences in Pb contents, there are also those in content of other elements: Cu, Ag, Fe, Zn, Sb. Zonality of the Pb-bearing tetrahedrite is caused by the various Pb content (2.69–11.21 wt. %).

Range of Cu and Ag content (calc. on the basis of 29 atoms) in both of tetrahedrites is relatively narrow. Cu content in the Pb-bearing tetrahedrite is generally > 10 a. p. f. u., and it corresponds to the Σ (Cu + Ag) > 10 a. p. f. u. The content of Cu < 10 a. p. f. u. represents the majority of analyses of tetrahedrite I, as well as the sum Σ (Cu + Ag) < 10 a. p. f. u. The data of Cu vs. Ag demonstrate the negative linear correlation and indicate substitution of Cu – Ag in the Pb-bearing tetrahedrite.

The Pb-bearing tetrahedrite demonstrates various Cu contents in the range of 32.74 to 38.61 at. % and Ag content is 0 to 4.15 at. %; range of Σ (Cu + Ag) is from 35.17 to 38.76 at. %. The range of Cu content in tetrahedrite I is from 32.13 to 34.00 at. %, and Ag content is from 0.73 to 2.25 at. %; range of Σ (Cu + Ag) is from 34.38 to 34.73 at. %. These data are significant from the next viewpoints:

– Σ (Cu + Ag) refers to substitution and compensation of Σ (Pb + Fe + Zn). Range of Σ (Pb + Fe + Zn) is from 3.8 to 6.52 at. % (Pb-bearing tetrahedrite), and 6.89 up to 7.17 at. % (tetrahedrite I), respectively;

– Σ (Cu + Ag) more than 34.48 at. % (in formula $(Cu, Ag)_{10}(Fe, Zn, Pb)_2 (Sb, As)_4S_{13}$ it is equal to 10 a. p. f. u.) indicates the presence of Cu and Ag elements in tetrahedric (TET) – bivalent position. It demonstrates that Cu and Ag occupied trigonal (TRG) and tetrahedric (TET) positions according to the formula $(Cu, Ag)_6^{TRG}[Cu, Ag_{2/3}(Fe, Zn, Pb)_{1/3}]_6^{TET}(Sb, As)_4^{SM}(S)_{13}^{OCT}$.

The content of the tetrahedrite molecula [Sb/(Sb + As)] is partially decreasing in the Pb-bearing tetrahedrite, and contemporaneously there is moderate decrease of Sb content course from tetrahedrite I to the Pb-bearing tetrahedrite. Likewise, in content of Fe and less Zn the moderate decreasing was distinguished in the Pb tetrahedrite. Data of correlation (0.872) of the Σ (Fe + Zn) vs. Pb (a. p. f. u.), reporting the compensation of increasing Pb content in the Pb-bearing tetrahedrite indicate, that Pb content was more substituted by Zn. It is supported by positive correlation (0.825) of Zn vs. Pb (a. p. f. u.).

The chemical composition differences of both tetrahedrites correspond to microstructural relationships of the phases within mineral association (siderite, quartz, chalcopyrite, tetrahedrite I, jamesonite, Pb-bearing tetrahedrite and pyrite II, in order of precipitation). The mentioned association formed ore-mineralization of the Late Alpine tectonic structures of NNE–SSW and N–S direction. The polyphase character of deformation events and following annealing of tetrahedrite I and jamesonite, gradually caused disintegration of solid phases and transfer of elements (mainly Pb). The precipitation of the Pb-bearing tetrahedrite and pyrite II was subsequent.

Vývoj karpatských sedimentov v severnej časti dunajskej panvy

KLEMENT FORDINÁL, ADRIENA ZLINSKÁ a ALEXANDER NAGY

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

(Doručené 26. 4. 2005)

Key words: Dunaj Basin, Blatná Depression, Karpathian, lithostratigraphy, microfauna

V severnej časti dunajskej panvy – v blatnianskej priehlbine – sa zachovali aj sedimenty karpatského veku. V minulosti ich navŕtali hlboké ropné vrty v okolí Cífera, Dolnej Krupej a Maduníc. Ležia v nadloží predterciérnych a spodnomiocénnych usadenín egenburského a otnanského veku. Na povrchu sú na poklesnutých okrajových kryhách blízko Čachtických Karpát a Považského Inovca.

V neogénnej výplni blatnianskej priehlbiny sa na báze karpatských sedimentov vyskytujú zlepencové a pieskovcové polohy a v nadloží bazálnych sedimentov sú ílovcové vrstvy striedajúce sa s pieskovcovými. Terminálnu časť sedimentov karpatského veku tvoria polohy zelenosivého vápnitého ílu (šlíru). Sedimenty karpatského veku vychádzajúce na povrch pri okrajoch blatnianskej priehlbiny sú zastúpené viacerými litofáciami. Reprezentujú ich polohy jablonického zlepenca, sivého a zelenosivého vápnitého ílu striedajúce sa s polohami pieskovca (ich súčasťou sú tzv. koscinodiskové bridlice) a svetlozelenosivého a svetlosivého vápnitého ílu (šlíru).

V zmysle litostratigrafického členenia sedimentov karpatského veku vo viedenskej panve rovnoveké usadeniny v blatnianskej priehlbine reprezentuje lakšárske súvrstvie s dvoma členmi – s vrstvami jablonického zlepenca a s prietržskými vrstvami (ílové polohy striedajúce sa s pieskovcovými).

V blatnianskej priehlbine sa vo vápnitom íle (šlíre) lakšárskeho súvrstvia našli bohaté spoločenstvá foraminifer. Stratigraficky sa v nich zistili druhy vyskytujúce sa po karpat vrátane, napr. *Globigerina dubia* Egger, *G. ottnangiensis* Rögl, *Lenticulina melvilli* (Cushman-Renz), a druhú skupinu tvoria taxóny vyskytujúce sa od karpatu vyššie, napr. *Elphidium angulatum* (Orb.), *Bulimina buchiana* Orb., *Globigerina concinna* Rss., *Globoquadrina altispira* (Cushman & Jarvis), *Pygmaeoseistron hispidum* (Rss.), *Tenuitella clemenciae* (Bermudez), *Uvigerina acuminata* Hosius. Ojedinele sa v nich našla aj indexová forma karpatu *Uvigerina graciliformis* P.-T.

Datovanie monazitu pomocou EMPA

PATRIK KONEČNÝ

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

(Doručené 13. 5. 2005)

Key words: monazite, EMPA method, monazite age

Pri kryštalizácii monazitu sa v jeho štruktúre akumuluje Th a U, ktoré sa neskôr prirodzene rozpadávajú na Pb. Ak je iniciálny obsah Pb v monazite nulový alebo zanedbateľný, jeho koncentrácia je úmerná času rozpadu Th a U.

V oddelení elektrónovej mikroanalýzy ŠGÚDŠ prevádzkujeme elektrónový mikroanalyzátor najnovšej generácie Cameca SX-100 vybavený troma spektrometrami a pridruženým EDS systémom Kevex delta IV. Na kalibráciu používame prevažne syntetické štandardy, a to Al-Al_2O_3, Si-wollastonit, Ce-$CePO_4$, La-$LaPO_4$, Gd-$GdPO_4$, Yb-$YbPO_4$, Sm-$SmPO_4$, Pr-$PrPO_4$, Er-$ErPO_4$, Nd-$NdPO_4$, Pb-PbS, U-UO_2 a Th-ThO_2. Merací čas pri U, Th a Pb sa upravil tak, aby sme dosiahli požadovaný počet pulzov na presné meranie. V monazite analyzujeme všetky prvky. Vtedy je korelačná matrica so ZAF faktormi kompletná a aj výsledná vypočítaná koncentrácia presná.

Vek monazitu priamo závisí od kvality analýzy. Na stanovenie jeho veku má rozhodujúci vplyv presnosť merania Pb. V bežnom monazite sa pri obsahu Th 2 a viac hmot. %, U 0,1 a viac hmot. % a veku vyššom ako 100 Ma obsah Pb pohybuje spravidla od stotiny po desatinu hmot. %. Ide o obsah tesne nad detekčným limitom. Na presné zistenie obsahu Pb treba merať s presnosťou vždy o rád nižšou, ako je skutočný obsah Pb. Medzi faktory ovplyvňujúce presnosť stanovovania Pb patrí napr. stabilita elektrónového lúča, šum na detektore, typ detektora

(xenónový alebo plynový), presné nájdenie pozície pozadia, vyhnutie sa absorpčným hranám pri použití P11 plynu v prietokovom detektore, výber miesta na analýzu, povrch a náklon vzorky. Na to, aby bolo meranie presné, treba získať čo najviac pulzov. Možno to dosiahnuť alebo zvýšením prúdu elektrónového lúča, alebo predĺžením meracieho času. Výsledná koncentrácia Pb a U sa koriguje na prekryvy čiar medzi $PbM\alpha_1$–$YL\gamma_1$ a $UM\beta_1$–$ThM\gamma_1$.

Do výpočtu veku monazitu vstupuje Pb, U aj Th. Sú tri spôsoby výpočtu: (1) Suzukiho (1991, 1994), (2) Montela (1996) a (3) Naga (2002). Výpočet (3) je aplikovateľný iba do 400 Ma. Vek vypočítavame štatistickou metódou Montela (1996). Vek monazitu sa nedá určiť z jedného meraného bodu v jednej vzorke. Jeden vek je zaťažený veľkou chybou merania, a preto sa pri stanovovaní veku využívajú štatistické nástroje, ktoré pomáhajú vekový rozptyl minimalizovať. Pri zisťovaní skutočného veku sa používa vážený priemer, ktorý berie do úvahy 1σ odchýlky jednotlivých vekov. Je vhodné uvádzať výsledný vek ako vážený priemer vekov spolu s 2σ odchýlkou. Pri posudzovaní, či ide o polygenetický monazit, sa využívajú histogramy početností vekov. Ak ide o jednogeneračný monazit, na histograme možno pozorovať aproximáciu Gaussovho rozdelenia početností vekov. Ak je podozrenie, že ide o dva alebo viac vekov, možno pozorovať dva alebo viac píkov s Gaussovým rozdelením početnosti vekov.

Pred meraním neznámych vzoriek sa robí veková kalibrácia na piatich štandardoch monazitu rozličného veku, od alpínskeho cez variský až po 1,84 G rokov.

Na kompletné spracovanie a prepočítanie analýz z elektrónového mikroanalyzátora sme vytvorili program MONDAT (P. Konečný), ktorý načíta analýzy vzoriek monazitu z výstupného textového súboru, vykoná opravu na interferencie, prepočíta jednotlivé veky, zistí z nich vážený priemer, pravdepodobnosť normálneho rozdelenia, štatistický parameter MSWD, vytvorí histogram vekov, zostrojí izochrónu a dokáže modelovať viac metamorfných udalostí.

Thermal metamorphism, melting and chemical interaction between enclaves and the host magmas in subvolcanic zone (East Carpathians, Romania): An overview

EUGENIA NITOI[1] and DELIA CRISTINA PAPP[2]

[1]Geological Institute of Romania, 1 Caransebes Str., 012271 Bucharest, Romania
[2]Geological Institute of Romania, Cluj-Napoca Branch, P. O. Box 181, 400750 Cluj – Napoca, Romania

(Received 23. 5. 2005)

Key words: calc-alkaline magmatism, enclaves, Neogene

The Neogene calc-alkaline magmatism of the East Carpathian arc is related to the Miocene continental collision of the Alcapa and Tisia blocks with the East European Plate. The arc consists of two volcanic segments separated by a median subvolcanic zone. The particular tectonostructural setting of the subvolcanic area has given rise to some peculiarities within the magmatic rocks, such as their exclusively subvolcanic nature and a large variation of their petrographic types. The intrusive host rocks comprise basaltic andesites, amphiboles and pyroxene–bearing andesites, amphibole, biotite and garnet–bearing andesites, amphibole and pyroxene–bearing microdiorites, biotite and amphibole–bearing microdiorites, dacites, rhyolites. Most intrusive bodies contain enclaves. Many of the enclaves are in all stages of partial fusion and the major factor in enclaves evolution is the assimilation by the host magmas. The occurrence of the enclaves was used to decipher the genesis and evolution of calc-alkaline magmas. The enclaves belong to the metamorphic and sedimentary basement or to deep-seated magmatic rocks. Mechanical, thermal and chemical interactions between the enclaves and their host rocks were observed. Partial assimilation of the enclaves was observed in the case of sedimentary enclaves, metamorphic enclaves, the monomineral siliceous enclaves and the garnets of metamorphic origin. At the contact the ionic and thermal diffusion led to mineralogical transformations (reaction coronas). The reaction between enclaves and the host rocks led to the disappearance of the mineralogical limits and to the change of the initial ratios of the initial minerals. In the first stage the melting zones occur around the enclaves (sometimes two compositionally different liquids formed around the enclaves). As the assimilation progressed, local contamination and hybridization occurred. The new mineralogical phases formed in this stage: amphibole, pyroxene, plagioclase, tridimite, and apatite. The metamorphic enclaves usually exhibit angular shapes, bordered by fine-grained margins or reaction coronas and rich in refractory phases such as corundum, cordierite, garnet, sillimanite and kyanite-type spinel.

Litostratigrafický vývoj vo východnej časti gelnickej skupiny gemerika

MARTIN KOVÁČIK

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika
kovacik@gssr-ke.sk

(Doručené 23. 5. 2005)

Key words: lithostratigraphy, sequence stratigraphy, Gelnica Group, Gemericum, Western Carpathians

Litostratigrafickými pomermi staropaleozoickej gelnickej skupiny gemerika sa zaoberal rad autorov. Superpozícia litologických jednotiek sa posudzovala a posudzuje veľmi rozdielne a to je aj príčina veľmi odlišného litostratigrafického členenia regiónu (napr. Grecula, 1982; Ivanička et al., 1989). Novšie práce v západnej časti gelnickej skupiny poukázali na chyby v starších stratigrafických koncepciách a na nevyhnutnosť vypracovať novú, všeobecne prijateľnú litostratigrafiu tejto skupiny (Tréger et al., 2004; Kucharič, 2004; Kováčik, 2004).

Na základe sedimentologickej a litostratigrafickej analýzy (Kováčik, 2004), starších geologicko-ložiskových prác (napr. Kobulský, 1988), ako aj novších geologických máp (Kobulský et al., 2001) predkladáme z východnej časti (na V od doliny Smolníckeho potoka) gelnickej skupiny alternatívny pohľad na litostratigrafické členenie tejto časti regiónu.

Vo východnej časti gelnickej skupiny sme vyčlenili tri sekvencie. Kompletne sa z nich zachovala iba druhá. Sekvencie majú nahor sa zjemňujúci charakter a každá jednotlivo vznikla v jednom transgresívno-regresívnom cykle. Bázy sekvencií tvorí vulkanický horizont, ktorý do nadložia pozvoľne prechádza do psamitického (sekvencia 2) alebo do fylitického horizontu (sekvencia 1). To odráža pokles energie celého depozičného systému, čo pravdepodobne spôsobil rast morskej hladiny, slabnutie tektonickej a vulkanickej aktivity a postup celého depozičného systému smerom k pobrežnej línii.

Sekvenciu 1 vo východnej časti gelnickej skupiny zastupuje hlavne jej vrchná časť, ktorou je betliarske súvrstvie (sensu Tréger, 2004). Spodná časť sekvencie sa zachovala prevažne v západnej časti skupiny, v ktorej ju reprezentujú porfyroidy gemerskopolomského súvrstvia (sensu Tréger, 2004) tvoriace jadro nižnoslanskej antiklinály. Betliarske súvrstvie tvoria tmavosivé až čierne fylity s malými šošovkami karbonátov a lyditov v menšej miere vulkanoklastík. Horizont lyditov predstavuje prvú etapu vo vývoji bazéna gelnickej skupiny, v ktorej morská hladina dosahovala maximum. Kontakt sekvencie 1 so sekvenciou 2 je ostrý a je sekvenčnou hranicou.

Bázou sekvencie 2 sú metavulkanoklastiká patriace proximálnej, vnútornej časti vejára, ktorý vznikol na báze svahu pri nízkom stave morskej hladiny a pri zvýšenej tektonickej a vulkanickej aktivite. Psamitický horizont strednej časti, ktorý pravdepodobne patrí dnovému vejáru vzniknuvšiemu pri nízkom stave hladiny mora (ako aj v prvej etape jej zdvihu), tvoria litofácie gravitačných prúdov (koncentrovaných a turbiditných) a postupne graduje do jemných fácií bazénovej planiny. Náplň planiny je podobná ako v betliarskom súvrství sekvencie 1 (tmavosivé laminované fylity, vo vrchnej časti s polohami vulkanitov, lyditov a karbonátov – Smolník). Lydity tvoria kondenzovaný horizont predstavujúci obdobie, v ktorom morská hladina dosahovala maximum, terigénny materiál sa zachytával v príbrežných oblastiach a v hlbších častiach mora sa pomaly usadzovali pelagity, hemipelagity a nízkohustotné turbiditné prúdy. Tento horizont reprezentuje druhú etapu vývoja bazéna gelnickej skupiny s maximom morskej hladiny. V nadloží tmavých fylitov s lyditmi sa vyvinul horizont zelených fylitov tvoriaci pravdepodobne sústavu vysokého stavu hladiny mora a zároveň najvyššiu časť sekvencie 2. Nadložný vulkanický horizont (typicky vyvinutý pri Mníšku nad Hnilcom) tvorí bázu sekvencie 3 a zároveň asi najvyššiu časť litostratigrafického sledu gelnickej skupiny.

Charakter permsko-triasového rozhrania v hroniku na lokalite Šalková (Bystrické podolie)

MÁRIO OLŠAVSKÝ

Štátny geologický ústav D. Štúra, Kynceľovská 10, 947 01 Banská Bystrica, Slovenská republika
olsavsky@gssrbb.sk

(Doručené 31. 3. 2005)

Key words: Hronicum, Permian-Triassic boundary, lithostratigraphy, lithology

Pri revízii lokality na S od Šalkovej sa podarilo nájsť odkrytý kontakt permských vulkanitov a spodnotriasových kvarcitov (frankovský príkrov, Polák et al., 2003). Kontakt je odkrytý na obmedzenej ploche, ale má rozhodujúci význam pri určovaní stratigrafickej pozície malužinského súvrstvia. Čiastkový frankovský príkrov hronika (sensu Polák et al., 2003) je v okolí Šalkovej zastúpený mladším paleozoikom ipoltickej skupiny (obidvoma jej členmi) a sedimentmi spodného triasu v podobe benkovského a spodnej časti šuňavského súvrstvia. Jeho časti ležia na telesách strednotriasového dolomitu spodnejšieho čiastkového markovského príkrovu hronika a jeho vrchná časť na S od Šalkovej je sklonená 50–90° na SZ. Permské a spodnotriasové členy tohto príkrovu na skúmanej lokalite prekrýva pliocénna formácia banskobystrického súvrstvia.

Malužinské súvrstvie sa skladá z cyklicky usporiadaných vrstiev slabo vytriedeného, červenohnedého zlepenca, arkóz, drôb a siltovcov s karbonátovými konkréciami veľkými 0,5–3 cm. V horizonte vrstiev masívneho drobnozrnného zlepenca a tmavosivého jemnozrnného drobového pieskovca je 10–15 cm hrubá vrstva so zuhoľnatenou flórou. Sedimenty patria záverečnej, pravdepodobne fluviálnej sedimentácii vo vrchnom perme. Klastický horizont je prekrytý komplexom (150–200 m) efuzívnych bazaltov a peperitových brekcií, ktoré svedčia o početných výlevoch bazaltu do akvatického prostredia.

Prechodný horizont predstavuje vrstvu čiernosivej farby hrubú okolo 3,5 m. Pomerne jemnozrnný (do 0,4 mm) kremitý sediment sa skladá z nevytriedeného ostrohranného klastogénneho materiálu (kremeň, sľuda, plagioklas a zirkón) s podpornou štruktúrou železitého sericitického matrixu. Mikroskopická štruktúra sedimentu má znaky spodnotriasových klastík a pravdepodobne reprezentuje počiatočnú sedimentáciu spodného triasu.

Benkovské súvrstvie (150 m) má v spodnej časti vyvinuté svetlobéžové slabo vytriedené kremité mikrokonglomeráty s klastmi veľkými do 1 cm (4 m). V jemnozrnnom kremenci (blízko bázy) sa našli schránky brachiopód druhu *Lingula* (asi 30 jedincov) s bližšie neurčiteľnými odtlačkami mäkkýšov. Na mineralogickom zložení kremenca sa zúčastňujú úlomky hornín kyslých devitrifikovaných ryolitov (najväčšie klasty do 3 cm). Vyššie časti sú z vrstiev typického kremenca a z kremennej arkózy. Vrstvy sú často klinovitého tvaru a na ich spodnej časti sa miestami vyskytujú prúdové stopy a lokálne asymetrické čeriny. Vo vrchnej časti pribúda červený jemnozrnný pieskovec a siltovec, ktoré prechádzajú do slienitejších variet s vložkami karbonátových lavíc *šuňavského súvrstvia*. Spodnotriasová sekvencia má od začiatku sedimentácie znaky litorálnej zóny s postupným prechodom do karbonátovej rampy. Táto geologická hranica reprezentuje prechod pravdepodobne od fluviálneho režimu do marinného prostredia s možnosťou stratigrafického hiátu.

Geochronológia granitoidných hornín Tribeča

JÁN KRÁĽ, JOZEF HÓK a PETER ČECH

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

(Doručené 23. 5. 2005)

Key words: granitoids, geochronology, Rb/Sr dating, Tribeč, Western Carpathians

Výsledky prvého datovania granitoidných hornín Tribeča publikoval Bojko et al. (1974). U/Pb datovanie vzoriek netriedeného zirkónu z granodioritu od Janovej Vsi poskytlo konkordantný modelový vek $^{206}Pb/^{238}U$, $^{207}Pb/^{235}U$ a $^{207}Pb/^{206}Pb$ medzi 289 až 291 Ma. Neskôr ho spresnili Broska et al. (1990), ktorí z troch triedených zirkónových frakcií určili U/Pb vek granitoidného masívu na 306 ± 10 Ma. V tom istom roku boli publikované aj

Rb/Sr údaje z celkových hornín. Sklon Rb/Sr izochróny z celohorninových vzoriek zodpovedá veku granitoidných hornín 353 ± 7 Ma (Bagdasaryan et al., 1990), čo je v rozpore s predchádzajúcim U/Pb datovaním zo vzoriek zirkónu. V roku 2002 sa publikovali $^{40}Ar/^{39}Ar$ údaje získané zo vzoriek svetlej sľudy a biotitu z deformovaných aj nedeformovaných granitoidných hornín (Kráľ et al., 2002). Vzorky svetlej sľudy z centra mylonitovej zóny resp. vzorka sekundárnej svetlej sľudy v okolí mylonitizovaného granodioritu poskytli vcelku čitateľné spektrá, ktoré možno interpretovať ako vek mylonitizácie medzi 63 až 71 Ma, resp. vek vzniku sekundárnej svetlej sľudy (okolo 155 Ma). $^{40}Ar/^{39}Ar$ údaje zo vzoriek biotitu nedeformovaných granitoidov sú nečitateľné a TGA *(total gas age)* vek (ekvivalentný klasickému K-Ar datovaniu) kolíše od 334 do 381 Ma a interpretoval sa ako prejav excesu Ar.

Nové Rb/Sr datovanie vzoriek akcesorického apatitu a biotitu (a celkových hornín) poskytlo tieto ďalšie diskordantné údaje.

– Vek dvojbodových minerálnych „izochrón" z nedeformovaných hornín (apatit – celková hornina) kolíše medzi 147–157 a 297–310 Ma, biotit – celková hornina medzi 147–163 Ma. Biotitové a apatitové vekové údaje z jednej vzorky sú diskordantné – vek biotitu je vždy nižší ako vek apatitu.

Z porovnania s publikovanými $^{40}Ar/^{39}Ar$ analýzami zo vzoriek sľudy z tektonizovaných granodioritov – tonalitov tejto oblasti vyplýva, že granitoidné teleso Tribeča postihli dve vekovo rozdielne udalosti.

– Prvá (jurská) udalosť sa prejavila v granodioritoch – tonalitoch čisto termálnym vplyvom bez postrehnuteľného tektonickodeformačného účinku, spôsobila stratu rádiogénneho Sr v biotite, resp. jeho zisk v niektorých vzorkách akcesorického apatitu. Udalosť má dosah v celej oblasti granitoidných hornín Tribeča. Jej termalita spôsobila otvorenie K-Ar systému v biotite, výrazný excess ^{40}Ar a vznik sekundárnej svetlej sľudy v nedeformovaných granodioritoch – tonalitoch. Výsledkom termálneho vplyvu v tribečskom granitoidnom telese je úplne zotretý záznam o hercýnskom chladnutí tatrického kryštalinika, ako sa zachoval v ostatných jadrových pohoriach tatrika Západných Karpát.

– Druhá (mladšia) termálnodeformačná udalosť bola spätá s vývojom lokálnej foliácie v granitoidnom masíve a so vznikom mylonitových zón na hranici paleogénu a vrchnej kriedy (63–70 Ma). Izotopové zloženie Sr vo apatitu a biotitu zaznamenáva aj túto udalosť, no jej prejav je postrehnuteľný iba v úzkom rozsahu tektonizovaných zón.

– S obidvoma procesmi bolo späté otvorenie Rb/Sr systému vo väčšine skúmaných vzoriek.

Iniciálny pomer $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{ini}$ v čase intrúzie granodioritov – tonalitov Tribeča zistený zo šiestich vybraných vzoriek akcesorického apatitu (z jedenástich analyzovaných) je 0,70549 ± 7 (± SD), a teda významne nižší ako odvodený z Rb/Sr izochróny z celkových hornín (0,70582 ± 8), ktorú zostavil Bagdasaryan et al. (1990).

Timing of volcanic activity in the Vihorlatské vrchy mountain range, Eastern Slovakia

ZOLTÁN PÉCSKAY[1], MICHAL KALIČIAK[2], VLASTIMIL KONEČNÝ[2], JAROSLAV LEXA[2] and BRANISLAV ŽEC[3]

[1]Institute of Nuclear Research, Debrecen, Hungary
[2]Geological Survey of Slovak Republic, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovakia
[3]Geological Survey of Slovak Republic, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovakia

(Received 13. 5. 2005)

Key words: volcanic activity, radiometric dating, Tertiary, Vihorlatské vrchy Mts.

The Vihorlatské vrchy mountain range represents a group of eroded andesite stratovolcanoes at the western end of the East Carpathian volcanic arc. Owing to a lack of relevant biostratigraphic data their stratigraphic assignment varied widely from the Late Badenian to the Pliocene time. Radiometric dating during the 1970s established the Middle Sarmatian to Early Pannonian age (12.0–9.2 Ma) of andesite volcanites in general, however, a lack of well defined succession and paleovolcanic reconstruction restricted a more exact interpretation and detail analysis of volcanic evolution. Kaličiak et al. (1984, 1995) and Žec et al. (1997) carried out a paleovolcanic reconstruction of andesite stratovolcanoes, established lithostratigraphic units and defined their succession. Based on a new set of radiometric data (Pécskay, ATOMKI Debrecen) the timing of volcanic activity is following:

Stratigraphic position of the *Hrabovec tuff* horizon is well constrained by biostratigraphic evidence to the late Lower Badenian.

Radiometric dating of the *Beňatina rhyodacite* extrusive dome to 12.0 ± 0.5 Ma and andesite dykes and intrusions

close to the village Ladomirov to 12.4 ± 1.0 Ma indicate the Middle Sarmatian age, corresponding roughly to the age of the Vinné Complex.

Radiometric dating of the Vinné Complex extrusive domes to 12.0 ± 0.5 and 12.6 ± 0.6 Ma as well as older data in the range 12.0–11.7 Ma indicate the Middle Sarmatian age in agreement with structural position and biostratigraphic evidence.

The mountain range itself is built of several basaltic andesite to pyroxene *andesite stratovolcanoes*, still pronounced in morphology. Monogenous volcanoes Kyjov, Sokolský potok and Vihorlat are built of medium-grained basaltic andesites to two-pyroxene andesites. Larger stratovolcanoes Morské Oko, Diel and Popriečny evolved in two stages: the first stage is equivalent in lithology and petrography to other volcanoes; the second stage involves more evolved rocks – porphyritic andesites, leucocratic pyroxene andesites and fine grained basaltic andesites. Stratovolcanoes rest on the eroded surface of the Vinné Complex. No reliable biostratigraphic data are available. Activity of all mentioned andesite stratovolcanoes was contemporaneous. Superposition over the above mentioned Middle Sarmatian rocks and radiometric data in the range 11.0 to 10.0 Ma place the volcanic activity into the interval Late Sarmatian – Early Pannonian. The youngest radiometric data 9.7 and 9.4 Ma correspond to the late stage lava neck of the Vihorlat stratovolcano, respectively to the late stage dyke of the Diel stratovolcano.

K-Ar ages for the formation of illite deposit at the Korom Hill, Tokaj Mts., Hungary

ZOLTÁN PÉCSKAY[1], FERENC MOLNÁR[2], TIBOR ZELENKA[3] and TETSUMARU ITAYA[4]

[1]Institute of Nuclear Research, Hungarian Academy of Sciences, 4026 Debrecen, Bem tér 18, Hungary
[2]Department of Mineralogy, Eötvös Loránd University, 1117 Budapest, Pázmány Péter s. 1/C, Hungary
[3]Department of Geology and Mineral Deposits, University of Miskolc, 3515 Miskolc-Egyetemváros, Hungary
[4]Research Institute of Natural Sciences, Okayama University of Science, Okayama, Japan

(Received 9. 5. 2005)

Key words: K-Ar age, illite deposit, Korom Hill, Tokaj Mts., Hungary

The illite deposit at Füzérradvány can be confined to the hydrothermal activity affecting rhyolitic tuff, rhyolite extrusion and lacustrine sedimentary units of Sarmatian age of the Korom Hill which is located in the northern part of the Tokaj Mts. The area is characterized by Au, As, Sb and Hg geochemical anomalies and is a target for epithermal gold exploration. Illite occurs in the hydrothermal alteration zone along the major siliceous veins forming the feeder zones of a shallow hot spring environment. In the vicinity of the hydrothermal vents, silicification and kaolinite alteration occur proving the acidic, silica rich nature of hydrothermal fluids. Silica content of these fluids caused intense silicification in clastic sediments and deposition of siliceous layers in the covering lacustrine-sedimentary sequence. The lacustrine environment also supported syngenetic precipitation of clays in periods of restricted transport of terrigenous materials. Neutralization of hydrothermal fluids during interaction with rhyolitic tuff units at depth resulted in illitization further away from the hydrothermal vents and formation of mineable high quality illite deposit.

Radiometric age for the formation of illite deposit was determined by K-Ar studies. Four pure illite mineral separates from massive illite pods as well as illitic pumice fragments from the rhyolitic tuff were prepared and duplicates were analysed in the K-Ar laboratories of the Nuclear Research Centre, Debrecen, Hungary and the Okayama University, Japan. K-Ar age data are distributed between 11.5 and 12.1 Ma with overlapping standard errors. Results indicate that the illite deposit was formed during a single hydrothermal event.

Inorganic geochemistry and foraminiferal association: Paleoredox indicators. Example of the Cenomanian–Turonian boundary anoxic event in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland)

PATRYCJA WÓJCIK-TABOL

Institute of Geological Sciences, Jagiellonian University, Oleandry 2a, 30-063 Cracow, Poland
e-mail: woj@ing.uj.edu.pl

(Received 26. 4. 2005)

Key words: foraminiferal association, paleoredox indicators, Klippen Belt, Carpathians, Poland

Geochemical indicators are very useful tools in the reconstruction of the paleoredox conditions. The chemical composition of the rock samples can by modified by diagenetic processes. Therefore the geochemical indicator should be verified by others, e. g. micropaleontological evidences.

The foraminiferal assemblage comprising mainly planktonic species without calcareous benthos suggests anoxia in bottom waters, while presence of calcareous benthos, epipelagic foraminiferids and radiolaria shows mid-water oxygen minimum. Scarce microfauna (singular tests of radiolaria and agglutinated foraminifera) may represent anoxic conditions within whole water column.

Many elements, e. g. Co, Cu, Cr, Ni, V as well as rarer trace elements Ag, As, Cd, Mo, U can be fixed in high amounts in sediments under reducing conditions. They are either bound to organic matter, precipitating as autonomous sulphides or co-precipitating with Fe-sulphides. The reactive organic matter (OM) forms complexes with some metals that are trapped into the sediment. The relative abundance of nickel and vanadyl porphyrins, the nickel and vanadium content and V/V + Ni ratios have been applied as anoxic indicators. They increase with increasing anoxia. Vanadium (as $H_2VO_4^{-1}$ or VO^{+2}) could be incorporated into sediments by reduction with H_2S, or by absorption into organic particles in sediments without H_2S. The values of V/Cr ratio have been used as a redox indicator. The values of it below 2 might be assumed to indicate oxygenated conditions, whereas values above 2 could be reducing environment evidence. Manganese definitely prefers oxic environments; under reducing conditions it may be solubilized (ion Mn^{2+}) and migrates back to water column. Therefore, Mn accumulates into oxic sediments. The manganese enrichment may be also effect of diagenetic calcification by Mn-rich calcite.

Barium together with cadmium are frequently referred to as proxies for paleoproductivity. The possible explanations for concentration of Ba are: low sedimentation rate, remobilization, and volcanic activity. It can be also the dissolution product of biogenic opal and carbonates.

The diagenetic processes can drastically modify geochemistry of deposits. Amounts of some metals (e. g., Mo, U, V, Cr) may be enriched during early diagenesis by diffusion into the deposits and fixation after a reduction step due to oxidation-reduction reactions at the expense of organic matter. It is equally possible that during diagenesis many elements are remobilized due to influence of higher oxidation potential of the adjacent beds.

Anoxic event dated at the Cenomanian–Turonian boundary is recorded within the Pieniny Succession as the Magierowa Member. The samples consist of alternating beds of laminated black shales and bioturbated, green mudstones. This material includes infrequent agglutinated foraminifera and pyritized radiolaria skeletons. The black samples are siliceous, laminated shales, completely devoid of microfauna.

The percentage share of trace elements and TOC correlates themselves. Visible correlation is between organic carbon content and concentration of Ag, Cd, Mo, Zn, V, and weaker for U, Cr. These elements might be bound by organic matter or by H_2S under oxygen free condition. The TOC values increase also with enhanced values of some indicative ratios: V/V + Ni, V/Cr and U/Th. In the black samples, V/V + Ni exceed 0.7 and V/Cr pass 2. The sufficient high values of them prove anoxic environment. Moreover, all of the samples characterize low amounts of Mn that also indicate reduction conditions. The concentrations of As, Ba, Co, REE, Cu, Mn, Ni and Y appear to be independent from TOC. They are trapped by clay minerals during sluggish sedimentation.

Composition of garnets from the Upper Cretaceous-Paleocene deposits of the Magura nappe (Polish Flysch Carpathians)

DOROTA SALATA

Institute of Geological Sciences, Jagiellonian University, Oleandry 2a, 30-063 Cracow, Poland;
salata@ing.uj.edu.pl

(Received 11. 4. 2005)

Key words: detrital garnets, Magura nappe, exotic rocks

Composition of detrital garnets occuring in the Upper Cretaceous-Paleocene sandstones of the Polish part of the Magura nappe and the Pieniny Klippen Belt (PKB) was studied. Detrital garnets occurring in the sampled sediments were transported to the Magura nappe from two opposite directions: from the north (the Silesian Ridge) and from the south (an accreted fragment of Inner Carpathians). Stable and ultrastable minerals such as zircon, monazite, xenotime, tourmaline and rutile accompany garnets in heavy mineral assemblages. Garnet is one of the main components reaching up to 60 % of the heavy fraction in the lithostratigraphic units supplied with the clastic material by the Silesian Ridge but in sediments derived from the opposite direction its amounts mostly do not exceed 20 %. All of the studied garnet populations represent almandine in general but their detailed chemical composition is different. Grains containing relatively high amounts of MgO and thus the pyrope end-member (up to 42 mol %) were frequently found among garnets coming from the Silesian Ridge (SR garnets). The pyrope content is low (does not exceed 17 mol %) in garnets derived from the other source region (IC garnets) but they more often contain significant amounts of grossularite or spessartine (often over 20 mol %). Chemical composition of the SR garnets indicates their provenance from rocks formed under medium- up to high grade metamorphic conditions, while composition of the IC garnets suggests their sources were rocks formed under medium metamorphic conditions. The theory is supported by the fact, that among metamorphic exotic rocks, derived to the Magura nappe from the north, the schists, gneisses as well as granulite fragments were found, while pebbles derived from the south were represented only by schists and gneisses. Analyses of garnets occurring in schists and gneisses from the south which were found in the Krynica sandstones (Lower/Middle Eocene) and the Piwniczna Member (Middle Eocene) were made for comparison. The investigations have revealed that composition of garnets from the exotic pebbles is similar to detrital garnets, coming from the same direction and present in the Upper Cretaceous-Paleocene sandstones of the southern part of the Magura nappe.

Heavy minerals of the Late Cretaceous-Paleocene deposits of the Magura nappe (Polish Flysch Carpathians)

DOROTA SALATA

Institute of Geological Sciences, Jagiellonian University, Oleandry 2a, 30-063 Cracow, Poland,
salata@ing.uj.edu.pl

(Received 11. 4. 2005)

Key words: heavy minerals, Magura nappe, Upper Cretaceous, Paleocene

The Magura Basin during the Late Cretaceous/Paleogene was supplied from two opposite directions located on the NW/NE and SE sides of the basin. Minerals highly resistant to various factors of weathering, transport, deposition and diagenesis are dominating in almost all heavy mineral assemblages. They are zircon, tourmaline and rutile. Among them tourmaline is usually the most frequent mineral. The minerals are often accompanied by garnet which is one of main (or dominating) minerals in assemblages of the lithostratigraphic units located near the northern margin of the Magura nappe, which were supplied from the NW/NE directions (Jaworzynka Fm., Ropianka Fm. and Mutne Sandstones). Garnet is less frequent in the lithostratigraphic units

situated in the southern part of the nappe, supplied from the SE (Szczawnica Fm., Jarmuta Fm.). The last are rich in tourmaline and comprise significant amounts of chromian spinels. Except the listed minerals apatite, small amounts of brookite and traces of epidote group minerals, chloritoid, and staurolite were also found. Percentages of heavy minerals are various in the middle part of the nappe, where the paleotransport directions are not constant.

Types of heavy minerals coming from the NW/NE as well as their chemical composition (mainly composition of garnets and tourmalines) indicate that most of them were derived from low- to high-grade metamorphic rocks such as phyllites, schists, gneisses and granulites. Contrary to that, chemical composition of garnets and tourmalines originating from the SE suggests that in this area only low- to medium grade metamorphic rocks were present, while the high-grade ones were absent. Chemistry of chromian spinels implies that ultramafic harzburgites, lherzolites and cumulates, indicating active character of the source area, co-existing with the listed metamorphic types of rocks.

The presence of highly rounded zircons and tourmalines together with euhedral ones in all studied assemblages as well as various types of zoning in zircons indicate that many of them have complex history and do not come from a primary source. Only single grains of tourmalines, euhedral zircon and monazite grains could originate from granitoid type rocks.

Development of Jurassic basin of Miechów Trough on the basis of subsidence analysis and its influence on paleohydrodynamic conditions

JOANNA SKAWIŃSKA

ul. Oleandry 2a, 30-063 Cracow, Poland

(Received 27. 4. 2005)

Key words: Miechów Trough, Jurassic basin, subsidence, paleohydrodynamic conditions, computer program Basin2

The area of research is located between SW margin of the Holy Cross Mountains on the N and Carpathian thrust on the S. This structural unit is known as a Miechów Trough. Reconstruction of the paleohydrodynamic conditions is the main purpose of this work as well as indicating water table location and hydrocarbons that resulted from influence of deposition system and other factors. With accordance to geophysic data, which were made available for the author of this work by PPNiG in Cracow, the lithostratigraphical correlation was performed. On the basis of the results of correlation the author distinguished few deposit units, being correlable in all area. These deposits units respond to others distinction. The author performed seven paleohydrodynamic cross-sections in succession. Basin modeling with Basin2 computer program was used for paleohydrodynamic reconstruction. In analysis the Basin2 program looked for transient solution and showed how the groundwater flow regime evolve through time. The author established existence of hydraulic connection with other basins, existence of full groundwater flow (in accordance with Darcy law), irreversible deposits compaction, initial temperature 20 °C and initial pressure 0 atm. All hydrogeologic properties came from literature and wells documentations. The author computed the rate of compaction for each well in Subside program. Development of the Jurassic basin in the area of research is closely connected to the development of the Mid-Polish furrow. There were boreal as well as Tethys impactions. In Jurassic Miechów Trough there were diversified paleohydrodynamic conditions. It was observed bipartite hydrodynamic system, which was diversified along trough axis. Groundwaters flow from high to low overpressures with accordance to hydraulic potentials and topographic relief. Batonian groundwaters were in hydraulic connection with older waters (Triassic). In all Jurassic basin there were at least two seal levels. Both of them are marls or marly limestones with some clay intercalations. The first seal level is Lower and Middle Jurassic and the second is connected with the uppermost Oxfordian marls. During Jurassic time the area of research subsided unequally. The most powerful subsidence took place along SW margin of the Holy Cross Mountains, which is the NW part of the area of research, as well as along trough axis (to SE part of the area of research). Overpressures location has not always resulted in rapid compaction of sediment with low permeability what was observed in NW part of area of research. The highest value of overpressures was indicated in Oleśnica, Radlów and Szczurowa area (SE part of area of research). This value is in direct proportion to subsidence rate. Marls and marly limestones were compacted with the highest rate. This sediments lost during compaction seventy per cent on the average.

Acknowledgement This work is supported by the State Committee for Scientific Research (KBN). It is registered under number 2 PO4D 002 27

Nové výsledky štúdia zbudzského súvrstvia vo vrte P-3 (Zbudza) na základe foraminifer (východoslovenská panva)

ADRIENA ZLINSKÁ

Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
zlinska@gssr.sk

(Doručené 25. 5. 2005)

Key words: Badenian, East Slovakian Basin, foraminifers

Vrt P-3 je lokalizovaný vo východoslovenskej panve na SSZ od Zbudze a dosiahol hĺbku 627,1 m. Soľonosné vrstvy sú v hĺbke 507,3–593,6 m. Foraminiferová mikrofauna sa študovala z metráže 384,5 až 624,3 m, čiže z nadložia aj podložia soli.

Z hĺbky 384,5–398,5 m (klčovské súvrstvie) sa získali hlavne v miocéne bežne sa vyskytujúce foraminifery, ktoré indikujú vysladené prostredie, a len v nepatrnej miere sa vyskytovali formy obmedzené na báden, napr. *Globigerinoides quadrilobatus* (Orb.). Mikrofaunisticky súvrstvie patrí do amóniovej biozóny.

Hĺbkový interval 419–504,4 m litostratigraficky predstavuje lastomírske súvrstvie. V ňom získané taxóny reprezentujú morské prostredie, ktoré podľa množstva planktónu pomerne dobre komunikovalo s otvoreným morom. Z typických foriem sa v hĺbke 437 m našla napr. *Pappina neudorfensis* (Toula), ktorá sa viaže výhradne na kosov. Okrem foraminifer sa vo vzorkách vyskytovali aj ostrakóda charakteristické pre vrchný báden, a to *Phlyctenophora farkasi* (Zalányi) a *Cytheridea arcuata* Jiříček. Súvrstvie mikrofaunisticky patrí do buliminovo-bolivinovej biozóny.

V hĺbke 505–601,7 m je zbudzské súvrstvie. V ňom zistené foraminifery sú v bádene väčšinou bežné, napr. *Globoturborotalita druryi* (Akers), *Praegloborotalia? mayeri* (Cushman & Ellisor), *Globorotalia bykovae* (Aisenstat), *Globigerina tarchanensis* Subbotina & Chutzieva, *Orbulina suturalis* Broenn., *Globigerinoides quadrilobatus* (Orb.) atď., ale v hĺbke 601,7 m sa zistila *Pappina neudorfensis* (Toula), ktorá je obmedzená na kosov, a preto interval 505–601,7 m zaraďujeme do vrchného bádenu až kosova a mikrofaunisticky do buliminovo-bolivinovej biozóny.

V hĺbke 624,3 m (vranovské súvrstvie) sa zistil *Globigerinopsis grilli* (Schmid). Tento taxón sa vo vrchnom bádene nevyskytuje a je rozšírený len v morave a vo vieličkane. Identifikované uvigeriny (*U. venusta* Franzenau a *U. semiornata adolphina* v. Daniels-Cicha) sa viažu na vieličkan, a preto túto metráž pokladáme za vieličkanskú. Z mikrofaunistického hľadiska ide o strednobádenskú zónu *Spiroplectammina carinata*.

Na základe týchto nových mikrofaunistických výsledkov a magnetostratigrafie sa vrchná hranica soľonosných vrstiev zbudzského súvrstvia z pôvodne stredného bádenu presunula do vrchného bádenu.

Mineralogical investigations of carbonated water deposits from the area of Polish Carpathians

LUCYNA RAJCHEL, JACEK RAJCHEL, TADEUSZ RATAJCZAK and GRZEGORZ RZEPA

Faculty of Geology, Geophysics and Environment Protection, AGH – University of Science & Technology, Mickiewicza St. 30, 30-059 Cracow, Poland

(Received 27. 4. 2005)

Key words: the Carpathians, carbonated water, goethite, ferrihydrite

Outflows of carbonated waters can be recognized by the presence of characteristic yellow-brownish, ochre-like deposits and escaping bubbles of CO_2. These deposits occur as thin coats, efflorescences, foaming gel or jelly-like suspensions. Dry deposits, not contacting with water, are usually brownish-yellow, earthy, porous and brittle. The material used in mineralogical investigations was collected from spring niches and along water outflows. Samples were X-rayed with a Phillips APD X'Pert diffractometer and chemically analysed in microareas with a JEOL

ISM5200 scanning electron microscope with an EXL EDS-Link attachment.

The investigations have revealed that the deposits of carbonated waters are composed of allogenic minerals carried in the water flowing out from rock masses, and authigenic minerals precipitated from the water. The first group is represented by quartz, feldspars (potassic varieties and sodic plagioclases), micas (illite, kaolinite, chlorites); while the other by iron minerals (goethite, ferrihydrite), carbonates (calcite, dolomite, siderite, ferrous dolomite of the ankerite type) and sulphur. Organic matter completes the list. These components occur in variable proportions depending on the sampling site. Among carbonates calcite dominates, but also in variable proportions as it depends on the calcium content of the water and degree of water mineralization (TDS content). Iron-bearing minerals include ferrihydrite and goethite. Minerals containing bivalent iron are considerably less frequent and may be represented by carbonates: ferric dolomite and siderite. No correlation of the amount and type of iron compounds and the chemical composition of carbonated waters has been established at the current state of investigations. The iron oxides found may evolve undergoing various transformations. It is particularly characteristic of ferrihydrite that is thermodynamically a metastable mineral and with time tends to recrystallize into goethite and/or hematite. Formation of iron minerals under those conditions is inherently associated with microbiochemical processes, depending particularly upon the amount and type of ferruginous bacteria.

Acknowledgements. This work was supported by the Polish Committee for Scientific Research (KBN) as the grant No. 5 T12B 052 22, as well as AGH – University of Science & Technology statutory research No. 11.11.140.159 and No. 10.10.140.171

Remarks on carbonated waters and waters containing carbon dioxide in the Polish Carpathians

LUCYNA RAJCHEL and JACEK RAJCHEL

Faculty of Geology, Geophysics and Environment Protection, AGH – University of Science & Technology
Mickiewicza St. 30, 30-059 Cracow, Poland

(Received 27. 4. 2005)

Key words: the Carpathians, carbonated waters, waters containing carbon dioxide, balneology

Within the area of Poland, carbonated waters and waters containing carbon dioxide occur only in the Sudetes and the Carpathians. In the Carpathians such waters can be found within the tectonic Magura Unit. They are associated with flysch strata, exclusively in regions of tectonic disturbances, and are limited to the central and transition hydrochemical zones of the Carpathian province of mineral waters.

The waters recorded are characterized by variable mineralization (TDS content) of 1 to about 30 g/dm^3, at the CO_2 content to 3 g/dm^3. Anions are represented almost solely by HCO_3^- as the Cl^- ion occurs in subordinate amounts. Cations include mainly Ca^{2+} and Mg^{2+}, less frequently Fe^{2+}, while higher amounts of Na^+ are sporadic. Specific components are typical particularly for waters with high mineralization and are represented by I, Br, B and Fe. CO_2 is the most important component of the characterized waters but this gas occurs independently on water as there are known its many dry exhalations. The genesis of the CO_2 is complex and still a problem of discussions. On the basis of isotope studies its presence may be linked to low-temperature metamorphism of carbonate rocks in the deep basement of the Carpathians, but its juvenile origin, associated with young-Tertiary volcanism, cannot be excluded.

The waters studied are utilized in several spas: Szczawnica, Piwniczna, Muszyna, Żegiestów, Złockie, Krynica, Wysowa, Rymanów and Iwonicz. The carbonated waters and waters containing carbon dioxide serve for balneotherapeutic purposes: in medical bathing and drinking therapy. They are also bottled by app. fifteen industrial plants and sold throughout Poland as well as exported. Within the Poprad river valley, a number of boreholes have been drilled in recent years. They have rendered accessible new valuable deposits of mineral water of the carbonated type that are pumped in Piwniczna, Muszyna, Złockie, Szczawnik, Tylicz and Leluchów. These new investments were forced by increasing consumption of mineral waters from 2 litres/person in the 1970s to 42 litres/person in 2004.

Acknowledgements. The investigations were carried out within research program Nos. 11.11.140.890 and 11.11.140.159 of the AGH – University of Science and Technology

Havarijný zosuv v Plavnici a návrh jeho sanácie

ZOLTÁN SPIŠÁK a MILOŠ VARGA

Montana, spol. s r. o., Čárskeho 3, 040 01 Košice, Slovenská republika

(Doručené 13. 5. 2005)

Key words: landslide, remediation, Paleogene sediments, Subtatric Group

Jedným z rozhodujúcich prírodných faktorov vzniku a aktivizácie svahových pohybov zosuvného typu v súčasných geomorfologických a klimatických podmienkach v regiónoch budovaných flyšovými horninami sú atmosférické zrážky. V zosúvaním porušených svahoch zvyšujú hladinu podzemnej vody s negatívnym vztlakovým účinkom, priťaženie svahu nasýtením zeminy zosuvného delúvia a v oblasti priebehu šmykových plôch degradujú jej fyzikálno-mechanické vlastnosti. Pri zvýšení prietoku povrchových tokov erodujú akumulačné časti zosuvov zasahujúce do koryta toku, tak odľahčujú pätu svahu a oslabujú pasívne šmykové sily brániace svahovému pohybu.

Po extrémnych zrážkach v roku 2001 sa na mnohých miestach Staroľubovnianskeho okresu aktivizoval rad zosuvov a poškodila sa miestna infraštruktúra. Na okraji intravilánu Plavnice na pravej strane potoka Šambronka sa aktivizovali pohyby staršieho potenciálneho zosuvu, ten sa čiastočne prehradil pri ďalších pohyboch sa mohol prehradiť úplne a potom vystúpiť z koryta. Vzniknutý stav sa vyhlásil za havarijný a na inžinierskogeologický prieskum sa vyčlenili finančné prostriedky zo štátneho rozpočtu SR.

Na geologickej stavbe širšieho okolia havarijného zosuvu sa zúčastňujú paleogénne súvrstvia podtatranskej skupiny a kvartérne sedimenty. Paleogénne súvrstvia sú reprezentované flyšovými horninami zubereckého a hutianskeho súvrstvia a kvartérne sedimenty fluviálnymi, proluviálnymi a deluviálnymi sedimentmi, ako aj sedimentmi zosuvných delúvií.

V rámci prieskumných prác sa zo širšieho okolia havarijného zosuvu zostavila účelová mapa inžinierskogeologickej rajonizácie v mierke 1 : 5000 s vykreslením jednotlivých rajónov a jestvujúcich svahových deformácií. Mapa vznikla na základe výsledkov vykonaných technických prác a detailného terénneho mapovania územia. Priebeh šmykových plôch aktívneho zosuvu sa overil jadrovými vrtmi a dynamickými penetračnými sondami. Na šmykových plochách v troch rezoch zosuvným svahom sa vypočítal stupeň stability pri modelovaní rozličnej úrovne hladiny podzemnej vody vo svahu, jeho náhodného priťaženia a priťaženia päty svahu stabilizačným násypom. Podľa výsledkov prác sa navrhla sanácia havarijného zosuvu hĺbkovým odvodnením svahu subhorizontálnymi vrtmi, odvodnením zamokrených miest plytkou drenážou a vybudovaním stabilizačného násypu v päte zosuvu.

Monitoring tektonických pohybov v dobrovodskej zlomovej zóne

MILOŠ BRIESTENSKÝ

Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR, V Holešovičkách 41, Praha 8, Česká republika
Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užité geofyziky, Přírodovědecká fakulta UK, Albertov 6, Praha 2, Česká republika

(Doručené 19. 4. 2005)

Key words: Dobrá voda Depression, tectonic movement, extentozometric instrument TM 71

Dobrovodská depresia patrí medzi štruktúry, ktoré aj v minulosti priťahovali pozornosť geológov, geofyzikov a geomorfológov. Z geomorfologického hľadiska štruktúra patrí do celku Malé a podcelku Brezovské Karpaty. Ide o pomerne mladý útvar viažuci sa na križovanie dvoch systémov zlomov v ortogonálnej pozícii. V chápaní príslušnosti zlomov je veľká nejednotnosť. Niektorí autori napr. systém smeru SZ–JV pokladajú za pokračovanie pomerne starých hlbinných zlomov z Českého masívu (poděbradského lineamentu), iní iba za systém priečnych zlomov (v malokarpatskom zlomovom systéme) generovaných ako výsledok pomerne nerovnomerného násunu Západných Karpát na severoeurópsku platformu.

V dizertácii na získanie PhD. *Geodynamické riziká v severnej časti Malých Karpát* som sa zameral na štúdium tektonických pohybov. V Dobrej Vode som v máji roku 2004 osadil prvé extenzometrické meradlo TM 71. Ide o prístroj, ktorý sa s úspechom používa na meranie mikropohybov schopný registrovať pohyby s presnosťou stotín mm, a to v troch osiach. Zo skúseností z Bulhar-

ska je zrejmé, že by sa na niektorých lokalitách podľa takýchto meraní dalo predpovedať zemetrasenie s magnitúdom M > 5,0 v strednom časovom predstihu (jeden až dva mesiace vopred). V epicentrálnej dobrovodskej zóne sa takéto pomerne silné zemetrasenia vyskytujú. Doteraz najsilnejšie zaregistrované malo magnitúdo M = 5,7 (9. januára 1906).

V študovanej lokalite som inštaloval prístroj na zlomovú plochu orientácie SV–JZ, ktorá koreluje s orientáciou zlomov sz. okraja Malých Karpát (tektonická línia Mur – Mürz – Leitha). Meria sa pravidelne raz za mesiac, ale v súčasnosti ešte nemožno – pre pomerne krátke meranie – robiť nijaké závery. V území plánujem ešte dve inštalácie na vybraných lokalitách.

Nerastné suroviny efektívnejšie a ekologickejšie

ĽUBOMÍR TUČEK

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum,
oddelenie aplikovanej technológie nerastných surovín,
Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika

(Doručené 1. 3. 2005)

Key words: raw material, properties investigation, technological investigation, dressing products, sorting, living environment, ecosorbents, testing, possibilities of use

Poster prezentuje odbornú náplň košického pracoviska aplikovanej technológie nerastných surovín pre oblasť technologického výskumu s úpravou nerastných surovín, ochrany a tvorby životného prostredia.

Prvá oblasť zahŕňa základný, laboratórny a modelový výskum, ako aj testovanie nerastných surovín s cieľom zistiť a overiť nové alebo známe technológie a podmienky spracúvania alebo úpravy nerastných surovín s možnosťou pripraviť nové produkty alebo výrobky na využívanie v rozličných sférach hospodárstva.

Odborné práce možno rozdeliť do piatich vzájomne viac-menej prepojených a na seba nadväzujúcich kategórií podľa typu, druhu a povahy horniny alebo nerastnej suroviny. Je to

– základný výskum vlastností nerastných surovín a podmienok ich zušľachťovania

– laboratórne až modelové overovanie možností aplikácie nerastných surovín

– testovanie nerastných surovín a na ich báze pripravených produktov

– oddeľovanie, separácia a príprava vysoko čistých minerálnych zložiek a produktov

– výskum možností zužitkúvania sekundárnych, odpadových, netradičných a špeciálnych surovín

Náplňou druhej oblasti je výskum sorpčných, mechanických, fyzikálnych, chemických a iných vlastností prírodných geologických materiálov alebo z nich technologickým výskumom pripravených produktov schopných odstraňovať škodlivé zložky zo životného prostredia, ako aj zisťovanie smeru ich ďalšieho využívania.

V druhej oblasti sa výskum zameriava na nerastné suroviny alebo produkty použiteľné

– ako ekosorbenty toxických a ťažkých prvkov a organických polutantov z vody eliminujúce kyslosť vody a zachytávajúce NH_4^+ ióny, amíny, fosfáty a iné organické a anorganické súčasti z vody

– ako náplň rozličného druhu do statických a prietokových filtrov

– na výrobu ekologických čistiacich hmôt

– na výrobu stavebných ľahkých ekologických materiálov

– ako plnivo pri výrobe umelých hmôt, papiera, ekologických farieb a omietky (pigmenty)

– na budovanie skládok odpadu (tesniace vrstvy)

– na úpravu pH pôdy a skvalitňovanie ornej, lesnej a záhradnej pôdy

Poster obsahuje stručný opis postupov technologického a mineralogického výskumu, ukážky pripravených ekosorbentov a produktov úpravy, laboratórnych priestorov, prístrojov a zariadení, ako aj odporúčania na ich využívanie.

Kontrola správnosti analytických stanovení zložiek v produktoch pri laboratórnej úprave nerastných surovín

ĽUBOMÍR TUČEK[1], MARIÁN STERCZ[2] a ZOLTÁN NÉMETH[2]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, oddelenie aplikovanej technológie nerastných surovín, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika
[2]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovenská republika

(Doručené 1. 3. 2005)

Key words: raw material, dressing, sorting, concentrate, verification of correctness of analytical components determination

Väčšina priemyselných surovín je minerálneho pôvodu a je súčasťou zemskej kôry, v ktorej tvorí viac alebo menej bohaté zhluky – ložiská nerastných surovín. S úžitkovým nerastom sa spravidla vždy vyťažia aj sprievodné, jalové nerasty alebo viac úžitkových nerastov, ktoré treba oddeliť od hlušiny, ale často aj navzájom od seba.

Operácie, ktorými sa vyťažená rúbanina spracúva, zušľachťuje a prevádza do formy schopnej odbytu alebo do technologicky zužitkovateľnej podoby, je úprava.

Hlavnou úlohou laboratórnej úpravy je zistiť alebo overiť možnosť oddeliť úžitkové minerály obsiahnuté v nerastnej surovine od sprievodnej jalovej horniny. Tento proces sa pomenúva termínom rozdružovanie.

Materiál – vzorka horniny nerastnej suroviny (vsádzka) – sa rozdružuje rozličným spôsobom a pri jednom alebo pri viacerých stupňoch laboratórnej úpravy sa získava konečný produkt – koncentrát, ktorý obsahuje úžitkové minerály a odpad, sprievodnú jalovú horninu.

Ak koncentrát získaný základným rozdružovaním „nie je dosť bohatý", rozdružuje sa operáciou označovanou ako prečisťovanie koncentrátu. Ak sa predbežný odpad privádza do dodatočného rozdružovania, ide o kontrolné rozdružovanie.

V laboratórnej praxi sa používajú najmä nasledujúce spôsoby úpravy nerastných surovín a ich kombinácie: rozpojovanie drvením a mletím, triedenie, gravitačné, elektromagnetické, flotačné alebo iné metódy rozdružovania.

Laboratórnu úpravu treba vždy hodnotiť nielen z kvantitatívneho, ale aj z kvalitatívneho hľadiska, aby sa dosiahli technologické ukazovatele (bilancia laboratórnej schémy), a preto sa zisťuje hmotnosť výstupných produktov a vypočítava sa ich percentuálne hmotnostné zastúpenie vzhľadom na vsádzku. Homogénna časť každého výstupného produktu sa zároveň podrobuje analytickému zisťovaniu potrebných chemických zložiek – zisťuje sa obsah zložiek v produktoch laboratórnej úpravy.

Podstatné pri laboratórnej úprave nerastných surovín a pri jej hodnotení je, že sa minerálny (kvalitatívny) charakter sledovaných komponentov v produktoch pred rozrušovaním, v jeho priebehu a po ňom nemení a že sa pri rozrušovaní komponenty nerozpúšťajú.

Kontrola správnosti analytického zisťovania zložiek v produktoch úpravy spočíva v porovnávaní stanovených a vypočítaných hodnôt príslušných komponentov v celkovej bilancii laboratórneho jednostupňového alebo viacstupňového procesu upraviteľnosti.

Podľa všeobecných schém a príslušných rovníc uvedených v posteri možno overovať výsledky analytického rozboru produktov ľubovoľným počtom prečisťovacích a kontrolných operácií a ich kombinácií s neobmedzeným počtom hodnotených komponentov (zložiek) v produktoch laboratórnej úpravy nerastných surovín.

Carpathian rocks in the architecture of Cracow

JACEK RAJCHEL

AGH – University of Science and Technology, Mickiewicza Str. 30, 30-059 Cracow, Poland
jrajchel@geolog.geol.agh.edu.pl

(Received 27. 4. 2005)

Key words: the Carpathians, Cracow, architectural and decorative stones

Cracow is situated close to the northern edge of the Polish part of the Carpathian arc. Most of the architectural stones of the town come from the Outer Carpathians, while few stone varieties are taken from the Inner Carpathians. The rock materials have been applied as building, decorative, sculpture, sepulchral or paving stones.

The Cretaceous-Tertiary sandstones of the Outer Flysch Carpathians, i. e. mostly the Istebna and Godula sandstones, and subordinately the Ciężkowice, Krosno, Lgota and Magura sandstones, were the first to be used. Applied initially as construction materials and architectonic details in the oldest, pre-Romanesque and Romanesque structures of the Wawel hill, they were used again on a wide scale in the Renaissance as architectonic materials and in sculptures. The next period when the Carpathian sandstones were in common use is noted in the 19th century in civil engineering (houses, plants, railway and hydro constructions, roads, churches, fortifications). In present times these sandstones serve mainly as a decorative material. Other rocks from the Outer Carpathians include andesites. They were quarried from hypabyssal intrusions of the Miocene age, located within the Magura nappe along the northern border of the Pieniny Klippen Belt. In the architecture of Cracow they can be found as curbstones and less frequently as cobblestones. The andesites are not mined at present. The Inner Carpathian rocks come from the Tatra Mountains and are represented mainly by Carboniferous granites and Lower Triassic quartzitic sandstones. These rocks have been most often extracted as alluvial pebbles and used as elements of naturalistic sculptures and also in compositions of the small, garden architecture, getting now more and more stylish. The Tatra granite occurs exceptionally in Cracow in the form of columns, and only in one case it has been applied in an artistic church elevation.

The rock materials applied in the architecture of Cracow, those mentioned above from the area of the Carpathians as well as those from other proximal areas of Cracow (Silesian-Cracow monocline, Carpathian Foredeep) have shaped for centuries a characteristic stone landscape of the town. Unfortunately, this specific climate of the former capital of Poland is now being intensively altered by wide import of foreign stones and their indiscriminate incorporation into the historic substance of Cracow.

This research was supported by the AGH – University of Science and Technology, grant No. 11.11.140.159.

Geodiversity in the East Carpathians: The use of geological sites in education and sustainable regional development

DELIA CRISTINA PAPP[1] and EUGENIA NITOI[2]

[1]Geological Institute of Romania, Cluj-Napoca Branch, P. O. Box 181, 400750 Cluj-Napoca, Romania
deliapapp@pcnet.ro
[2]Geological Institute of Romania, 1 Caransebes Str., 012271 Bucharest, Romania

(Received 9. 5. 2005)

Key words: Geotourism, economic activities, information tools

Recent efforts to record, upgrade and exploit a number of geological monuments in the East Carpathians have produced significant results. A survey of interesting geological sites has identified many sites or geotopes possessing high scientific values. These geological sites comprise of different rock types (e. g. garnet bearing andesites, nepheline syenites, olivine basalts, pyroclastic deposits, flysch deposits, mudstones); fossils (e. g. foraminifera, nummulites, fish skeletons); sedimentary structures (e. g. salt domes, salt mines, cross-bedding);

tectonic structures (e. g. folds, thrust and normal faults); lakes (salty lake, volcanic lake); landscapes (e. g. volcanic cones, mud volcanoes, keys, cliffs, caves); and a wide range of postvolcanic phenomena (e. g. mineral and thermal water springs, dry and wet mofettes, CO_2, H_2S exhalations, caverns with intense native sulfur and alums depositions on walls). Preliminary evaluation of these sites has identified several sites that could potentially be stated as geological heritage sites based on their unique characteristics. Further detailed studies will be carried out to determine how best these sites could be developed for geotourism activities.

The major tool for protection is an information, because people will protect only things they know about. Publications – brochures, leaflets, educational maps, etc. containing a brief description of some readily-accessible sites would be of assistance in education of tourists toward geoconservation and protection. There is a widespread misconception, which still prevails among some land managers, that rocks and landforms are mostly robust, so that no special management of their protection is necessary. While this is true in some features, there are many aspects of geodiversity which are highly sensitive to disturbance. For Earth heritage conservation to succeed nationally and globally, both geologists and non-geologists (politicians, local authorities, landowners, and the public) need to be persuaded about the merits of conserving sites.

Governments, Geological Surveys and local communities start to discover the benefit that geotourism could bring to a region. However, the geotouristic element alone is not sufficient to attract the general public to visit a site or a region. Only in combination with a variety of other services and offers around and in connection with the geological sites, the geological heritage becomes completely exploitable touristic product. The professional marketing is necessary to achieve a product which is acceptable by the market. Unfortunately, comprehensive studies on geotourism are still lacking. It is evident that in regions which need new or additional tourist attractions, a new product like geotourism represents a great value for economic development.

Geological heritage sites, properly managed, can generate employment and new economic activities, especially in regions of need of new or additional sources of income. Novel directions in geotourism and in trades and crafts can be generated, such as the sustainable manufacturing of innovative handicrafts and souvenirs with a geological connotation, sale of local products, enforcement of the local hotel and restaurant business through visitors, creation of new jobs linked to geology, guides, etc.

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia Slovaca, roč. 37, č. 3

Obsah

Renesancia geológie aj v školách? 1
Informácie o valnom zhromaždení SGS 3
Súhrnná správa o činnosti SGS za roky 2003–2004 s výhľadom činnosti na rok 2005 4

Renesancia geológie aj v školách?
alebo
Dokážeme zvýšiť úroveň geologického poznania aj v školách?

RUŽENA RYBÁRIKOVÁ

GEORA, Mudrochova 908/1, 015 01 Rajec

Príspevok s uvedeným názvom sa na prvý pohľad priamo netýka zamerania tohto kongresu a ťažko ho zaradiť do niektorého z tematických okruhov, ale aj tak mi nedá, aby som sa témy geológie v školskom systéme nedotkla aj na tomto fóre. Niekoľko postrehov a skúseností súvisiacich s výučbou geologických predmetov na našich školách v súčasnosti som získala počas pôsobenia na stavebnej fakulte. Keďže nemám pedagogické vzdelanie, nijako sa necítim kompetentná posudzovať výučbu geológie v celej šírke a už vôbec nie vyjadrovať isté zovšeobecnenia a vyhlasovať ich za jedine správne. Navyše si myslím, že otázky kvality výučby (a nielen geológie), a najmä jej vplyvu na bežnú prax by si vyžadovali samostatný seminár. Je totiž neodškriepiteľné, že základy budúcej profesie a orientácie v nej dáva už základná škola a vo veľkej miere nás formuje. A ak sa nám v mladosti nedostáva kvality, nemusí sa nám podariť dobehnúť zameškané ani v dospelosti. Ak to predsa len dokážeme, stojí nás to nemálo síl a času, ktorý sme mohli zužitkovať efektívnejšie.

Už na začiatku môjho pôsobenia na stavebnej fakulte ma zarazilo, že všeobecné vedomosti študentov 1. ročníka vrátane základov geológie (česť výnimkám) sú veľmi slabé. Spočiatku som to pripisovala tomu, že sa na školy technického smeru dlhodobo hlásia študenti so slabšími študijnými výsledkami. Je medzi nimi málo absolventov gymnázií a zvláštnostou nie sú ani uchádzači zo stredných škôl úplne odlišného zamerania (z poľnohospodárskych a ekonomických, z obchodných akadémií a pod.). Ak k tomu pripočítam fakt, že počet prihlásených študentov je často nižší ako smerné čísla fakúlt, čiže škola prakticky prijme každého, kto sa zúčastní na prijímacích pohovoroch a dostaví sa na zápis, nie je toto moje zistenie až také nepochopiteľné.

Ale problém je trochu zložitejší a „vinu" zaň nenesú iba študenti. Či si to už chceme priznať, alebo nie, školský systém pred rokom 1989 bol napriek mnohým negatívam v podstate dobrý a úroveň teoretických vedomostí aj praktických zručností absolventov škôl veľmi vysoká. Preto sa spravidla bez väčších ťažkostí uplatnili aj vo svete. To západný svet veľmi dobre vedel a špičkových odborníkov lacno „nakupoval" aj u nás.

Po „nežnej" revolúcii sme aj v školstve začali reformovať úplne všetko, zlé aj dobré. Ak sa náhodou objavil hlas proti, bol v lepšom prípade označený za spiatočnícky a prevalcovala ho väčšina.

A tak sa bohužiaľ, začali v plnej nahote prejavovať dôsledky niektorých nie veľmi šťastných rozhodnutí, ktoré sa uplatňovali a dodnes uplatňujú najmä na stredných školách.

Všeobecný pokles vedomostnej úrovne absolventov stredných škôl a rastúci rozdiel medzi nimi okrem iného spôsobili priveľké kompetencie riaditeľov škôl týkajúce sa napríklad organizácie maturitných skúšok, čo viedlo k výrazným rozdielom v ich náročnosti.

Šťastným nebolo ani zavedenie voliteľných maturitných predmetov, pričom povinným zostal len materinský jazyk. Bežne sa stáva, že maturant gymnazista alebo dokonca strojár nematuruje z matematiky a neskôr sa hlási na univerzitu technického smeru. Tam je potom matematika nielen postrachom, ale aj skutočným „sitom". Akosi si nechceme uvedomiť, že je naozaj málo študentov, ktorí sú už na strednej škole takí vyspelí a vyprofilovaní, že presne vedia, čomu sa chcú v živote venovať. Veľa detí, najmä chlapci, dozrievajú neskôr a „nájdu sa" až po maturite. Mnohým študentom sa navyše po absolvovaní strednej školy jednoducho nepodarí dostať na vysokú školu, ktorú si vysnívali, ale sú natoľko flexibilní, že by bez väčších ťažkostí zvládli aj inú školu. Lenže prílišným profilova-

ním už na gymnáziách, ktoré by mali byť zárukou všeobecného vzdelania, im berieme možnosť získať hlbšie vedomosti tak z prírodovedných, ako aj z humanitných predmetov a tým im zužujeme výber. Veď ak takmer každý študent vie, že sa na strednej škole nemusí maturovať z už spomenutej matematiky, venuje sa jej iba okrajovo a sústreďuje sa len na svoje obľúbené predmety.

Ďalšou príčinou bolo do nedávnej minulosti aj relatívne vysoké percento nekvalifikovaných pedagógov, resp. pedagógov, ktorí z rozličných príčin učili aj predmety, na ktoré nemali aprobáciu. Tí boli radi, že ako-tak prebrali učivo určené osnovami, no ťažko mohli vzbudiť u študentov hlbší záujem o príslušný predmet. (Dnes by sa pri dôslednom dodržiavaní zákona mal tento nedostatok stať minulosťou.)

Spomenuté príčiny isto nemajú všeobecnú platnosť, týkajú sa iba niektorých škôl alebo regiónov, prípadne len istého percenta študentov. Ale najzávažnejšie sú príčiny, ktoré platia všeobecne.

Čo mi pamäť siaha, vždy sa hovorilo, že z výučby musí zmiznúť prázdne memorovanie, bifľovanie bez hlbšieho poznania podstaty a súvislostí. Napriek tomu stále vtĺkame žiakom do hláv zákony, vzorce, vety, lemy, letopočty a nepodstatné údaje. Načo vie študent, že sa Hviezdoslav narodil v roku 1849 a napísal Hájnikovu ženu, keď si neprečítal jediné jeho dielo? Načo vie vzorec Ohmovho zákona, keď nechápe, čo znamená, že odpor je funkciou napätia a prúdu? Načo nám vysype, že magmatická hornina má napr. všesmernú textúru a strednozrnnú štruktúru, keď nevie logicky zdôvodniť, v akých podmienkach takýto typ horniny vznikol a aký vplyv majú takéto štruktúrno-textúrne znaky na jej vlastnosti?!

Istý schematizmus uplatňujeme aj pri overovaní vedomostí žiakov a študentov. Dnes sa vo veľkom presadzujú kontrolné písomné testy, zväčša prísne ohraničené časovým limitom na ich absolvovanie. Využívajú sa od základnej školy až po univerzitu. Žiak aj študent je duša vnímavá a veľmi rýchlo zistí, čo sa od neho požaduje. Aby dostal výborné hodnotenie, často stačí len odpovedať áno alebo nie, zakrúžkovať jednu z možných správnych odpovedí. Tak získa body, známku, študijný priemer. Ak to navyše stihne rýchlo, v časovom limite, patrí medzi najlepších. A často ani nemusí otvoriť ústa, nemusí sformulovať jedinú súvislú vetu. Stačí, že sa s mnohopočetnou masou spolužiakov zúčastnil na anonymnom, neosobnom teste, kde sa stráca kontakt, spätná väzba, nebuduje sa vzťah medzi študentom a pedagógom. My sami takto študenta „nútime" získavať encyklopedické vedomosti, „vyrábame" z neho malého robota. Ten hlbavejší, i keď trochu pomalší, má dnes smolu, aj keď je azda kreatívnejší, tvorivejší, má hlbšie vedomosti, uvažuje v súvislostiach.

Ustriehnuť objektívnosť pri takomto overovaní vedomostí je nemysliteľné. Nie je nijakým tajomstvom, že sa študenti pri písomných testoch stále častejšie uchyľujú k podvodom (odpisovanie od suseda alebo z ťaháka). Neviem, ako sa cíti náhodne prichytený študent pomáhajúci si týmto spôsobom, no pre mňa, jeho pedagóga, je to minimálne ponižujúce. Viem, že mi to neslúži ku cti, ale neraz sa mi stalo, že som konanie takýchto „študentov" radšej ignorovala.

Obhajcovia anonymnej písomnej formy overovania vedomostí sa bránia argumentom, že sa pri nej minimalizuje resp. úplne vylúči vplyv subjektívneho faktora. Na vysokej škole navyše iný pedagóg prednáša, iný vedie cvičenia, iný hodnotí anonymný test (označený kódom, nie menom). Nevie teda, čiu prácu hodnotí a nikomu nemôže prilepšiť alebo pohoršiť. Je to silný argument. Čo však z takej objektívnosti, keď sa nevie, či sa pod kódom XY skrýva naozaj študent Peter a nie náhodou jeho kamarát Pavol, ktorý predmet ovláda oveľa lepšie a podujal sa priateľovi trochu pomôcť? Zdá sa vám to pritiahnuté za vlasy? Verte, nie je. A už to nie je ani ojedinelý jav. A to je aspoň na zamyslenie.

Nie som odporcom písomných testov, sú predmety, kde sú dokonca vhodnejšie (napr. v matematike, fyzike či v chémii) ako ústne skúšanie. Mnohým študentom navyše lepšie ako ústny prejav vyhovuje písomný, no nezdá sa mi vhodné, aby sa tento spôsob overovania vedomostí presadzoval všade a za každú cenu. Napríklad v geológii sa mi vodí ako vonkoncom nevyhovujúci. Minimálne by som presadzovala kombinované overovanie vedomostí (ústny aj písomný prejav).

V ostatných rokoch, keď sme sa i my otvorili svetu a „boom" prežívajú počítače a Internet, logicky študentom zdôrazňujeme, že bez ovládania svetových jazykov a počítača nemajú šancu presadiť sa. Veď ovládanie cudzieho jazyka počítača je prejavom druhej gramotnosti. A robíme to tak intenzívne, že začínam pozorovať, ako sa v mladých ľuďoch nebezpečne zahniezduje názor: „Na úspešný život mi stačí vedieť po anglicky a ovládať počítač, ktorý za mňa všetko vypočíta, vyprojektuje, nakreslí, vyrieši. Aj chýbajúce odborné vedomosti z ktoréhokoľvek odboru, vrátane geológie. Veď dnes už na všetky otázky nájdem odpoveď na Internete.

Ovládať materinský jazyk, vedieť sa správne a primerane vyjadrovať slovom i písmom, to sa dnes nenosí. Nedávno zverejnené výsledky prieskumu zameraného na zisťovanie úrovne vedomostí žiakov z rozličných vyučovacích predmetov ukázali, že žiaci základných a stredných škôl majú medzery nielen v matematike (čo nie je nová vec), ale ťažko chápu a analyzujú písaný text. Ak sa nad tým hlbšie zamyslíme, niet sa čomu čudovať. To sa len dôsledky spomenutých trendov dostavili rýchlejšie, ako sme azda čakali. Pozor, aby sme nestratili „prvotnú" gramotnosť!

Ako je to s výučbou geológie?

Na základných školách sa so všeobecnou geológiou stretnú žiaci v ôsmom ročníku resp. vo štvrtom ročníku osemročného gymnázia, teda vo veku 14–15 rokov. Musím zdôrazniť, že učebnica, ktorá sa v súčasnosti používa, je skutočne vydarená. Okrem základov zo všeobecnej geológie sú v nej aj základy ekológie. Kniha je názorná, je v nej množstvo obrázkov i nákresov, ktoré pomáhajú nielen pri zapamätúvaní si učiva, ale podnecujú aj do samostatného tvorivého myslenia. Texty v nej sú však zhustené, často až encyklopedické, čo si vyžaduje kvalitného, erudovaného pedagóga, schopného učivo rozšíriť, bližšie vysvetliť, dokumentovať javy na praktických príkladoch, využívať exkurzie v teréne a pod. Autori zrejme predpokladali, že sa táto podmienka splní automaticky.

Veľká škoda je, že sa študenti osemročných gymnázií s geológiou nasledujúce štyri roky (až do maturity) nestretnú, a tak nemajú možnosť upevniť a prehĺbiť si vedomosti z nej. A na klasických gymnáziách geológia z učebných osnov vypadla úplne! Je nepovinným voliteľným predmetom a venuje sa jej len malé percento študentov.

Aj tam je k dispozícii veľmi dobrá učebnica, no autorov mi je takmer ľúto, lebo v nej obsiahnutá kvalita sa zužitkúva pramálo. Študenti sa s geologickou problematikou stretnú len v jednom polroku 1. ročníka v predmete fyzická geografia, kde je základný prehľad celej všeobecnej geológie (stavba Zeme s dôrazom na litosféru, jej chemizmus, petrografia, endogenéza, exogenéza, georeliéf a jeho formy). Nedostatok vyučovacieho času však neumožňuje výraznejšie prehĺbiť vedomosti. Geológii chýba plynulé prepojenie, kontinuita počas štúdia na základnej a stredných školách tak, ako sa zachováva napríklad pri výučbe biológie alebo chémie.

Argumenty, že študenti sú preťažení, majú množstvo učiva, že pribudli jazyky a nové predmety, neobstoja. Veď napríklad osnovy biológie a chémie sa redukovali skromnejšie. „Popoluškou" zostala iba geológia. A už vôbec nesúhlasím s názorom, že redukciu učiva z geológie možno nahradiť činnosťou v záujmových krúžkoch, organizovaním rozličných seminárov, vychádzok na zaujímavé lokality a pod. Tak sa dajú len upevňovať a prehlbovať vedomosti alebo popularizovať.

Zhrnuté a podčiarknuté

Osemnásťroční maturanti vrátane veľkej časti gymnazistov majú takmer štvorročný výpadok zo štúdia geológie. Čo sa naučili na základnom stupni, postupne zabudli. My potom na univerzitách, kde sú geologické vedy v osnovách, staviame vzdušný zámok, lebo chýbajú pevnejšie základy, študenti neovládajú ani základný pojmový aparát. Pedagógovia aj študenti musia vynaložiť nemálo úsilia a energie, aby zvládli predmet na požadovanej úrovni. Ak sa to veľmi nedarí a 80 % študentov po prvom semestri na vysokej škole nemá skúšku nielen z matematiky a fyziky, ale ani z geológie, postupne zľavujeme z nárokov. A sami sa tak zúčastňujeme na poklese vzdelanostnej úrovne študentov.

Nechcime, aby sme časom dosiahli taký stav, že priemerný gymnazista spred tridsiatich rokov má hlbšie vedomosti z geológie ako dnešný študent druhého ročníka univerzity, ktorý už má známku z geológie zapísanú v indexe!

Veľmi škodlivým je aj dnes pomerne rozšírený náhľad študentov a, bohužiaľ, aj časti pedagógov negeologických odborov vysokých škôl (stavbárov, poľnohospodárov, environmentalistov, ekológov a pod.), že geológia je len doplnkový predmet, ktorý by sa z osnov mohol pokojne vypustiť, lebo ho v praxi nebude treba. Myslím si, že vysokoškolák, napríklad „stavbár", by mal byť už natoľko vyspelý, aby sme mu nemuseli dokazovať, že horninové prostredie je preňho základom nielen v prenesenom, ale aj v pravom slova zmysle, že základy svojich budúcich stavieb bude osadzovať do horninového prostredia, do základovej pôdy, s ktorou ich musí „previazať". Musí teda poznať jej vlastnosti, to že materiály, ktoré bude vo svojej odbornej praxi používať, sú zväčša prírodné látky, hoci nerovnako upravované.

Svojim študentom som sa v diskusiách na túto tému usilovala vysvetliť, že cieľom výučby geológie na stavebnej fakulte nie je vychovať erudovaných geológov resp. inžinierskych geológov. To je úloha iných škôl. Či však budú pôsobiť v stavebných úradoch, projektovať stavby alebo pracovať priamo v stavebnej praxi, často dostanú do rúk správu geologického prieskumu. Treba, aby jej rozumeli, aby vedeli „čítať" rozličné účelové geologické mapy, aby závery a odporúčania správy vedeli vo svojej praxi správne využiť. A ak sa vyskytnú ťažkosti, aby vedeli, kde hľadať radu a vysvetlenie. Niečo podobné platí, prirodzene, aj pre ostatné odbory.

Prednosťou nášho základného a stredného školstva vždy bolo, že poskytuje kvalitné vzdelanie v prírodovedných aj humanitných predmetoch. Na vysokých školách by sa na bakalárskom stupni mali vybudovať pevné, no široké základy zvoleného odboru a až v nadstavbovej časti by sa mal študent úzko špecializovať.

Viem, že sa v súčasnosti vedie zápas o novú koncepciu a charakter nielen vysokého, ale aj stredného a základného školstva. Viem, že sa do popredia stále dostávajú peniaze. Už nie je zaujímavé stále počúvať, že ich niet. Rozhodne však presadzovať názor, že len peniaze vyriešia problém kvality výučby a sú jej zárukou, je chybné.

Skoordinovať učebné plány tak, aby boli vyvážené, zmysluplné, aby na seba logicky nadväzovali, určite nie je ľahké, ale isto zvládnuteľné. Nebojme sa stavať na tom dobrom, čo bolo v minulosti, využime dlhú tradíciu kvalitného školstva u nás. Ľudský potenciál určite máme. Je teda na čom stavať. Treba sa usilovať spoluvytvárať dobrý, fungujúci školský systém aj v nových, nesporne ťažkých podmienkach a urobiť všetko preto, aby sa záujem o geologické vedy nezvyšoval len v období po prírodnej katastrofe, aká postihla v nedávnej minulosti juhovýchodnú Áziu.

Na záver chcem upozorniť na to, že som nehodnotila výučbu na geologických priemyslovkách a vysokých školách či univerzitách, kde je geológia priamym obsahom štúdia. A ospravedlňujem sa všetkým pedagógom a študentom, ktorých sa moje kritické riadky netýkajú a ktorí sú naopak príkladom pozitívnych trendov v školskom systéme.

Aktivity SGS

Informácie o valnom zhromaždení Slovenskej geologickej spoločnosti

Podľa uznesenia valného zhromaždenia SGS publikujeme kompletné materiály z rokovania v Geovestníku časopisu Mineralia Slovaca.

Valné zhromaždenie SGS sa konalo 10. marca 2005 vo Veľkej sále Dionýza Štúra ŠGÚDŠ v Bratislave s týmto programom:

1. Otvorenie a prednáška Michala Stolára Moje putovanie na Kilimandžáro.
2. Schválenie programu rokovania valného zhromaždenia.
3. Voľba návrhovej a volebnej komisie.
4. Voľba výboru a revíznej komisie SGS a členov Národného geologického komitétu (NGK).
5. Správa výboru o činnosti SGS od posledného valného zhromaždenia.
6. Správa o hospodárení SGS.
7. Správa revíznej komisie SGS.
8. Diskusia a rozličnosti.
9. Uznesenia valného zhromaždenia.
10. Vyhlásenie výsledkov volieb do orgánov SGS a NGK.

Správy publikujeme v plnom rozsahu. Súhrnnú správu o činnosti SGS za roky 2003–2004 s výhľadom na rok 2005 predniesol prof. D. Plašienka, DrSc., správu o hospodárení SGS za roky 2003 a 2004 RNDr. Ľ. Iglárová a správu revíznej komisie o revízii hospodárenia s finančnými prostriedkami SGS RNDr. I. Petrík, CSc.

Zápisnicu zo zhromaždenia pripravil RNDr. M. Elečko, CSc., a schválil RNDr. Ľ. Šimon, PhD.

Ladislav Šimon
predseda SGS

Súhrnná správa o činnosti SGS za roky 2003–2004 s výhľadom činnosti na rok 2005

Spracoval prof. D. Plašienka, DrSc.

Vážené dámy, vážení páni, milí kolegovia,

mám česť a potešenie po dvoch rokoch vás opäť privítať na valnom zhromaždení SGS. Posledné sa konalo 29. apríla 2003 a zhodnotili sme na ňom činnosť za roky 2001-2002. Cieľom tohto zhromaždenia je zhodnotiť činnosť SGS za ostatné dva roky, načrtnúť perspektívy najmä v odbornej oblasti a zvoliť nový výbor, ktorý by mal tieto ciele presadzovať.

Dovoľte, aby som vás stručne informoval o činnosti výboru, ako aj celej SGS od posledného valného zhromaždenia.

Od posledných volieb na valnom zhromaždení v roku 2001 pracoval výbor SGS v tomto zložení:

prof. RNDr. Dušan Plašienka, DrSc. – predseda, doc. RNDr. Peter Reichwalder, CSc. – podpredseda, RNDr. Ladislav Šimon, PhD. – vedecký tajomník, RNDr. Ľubica Iglárová – hospodárka, doc. Ing. Juraj Janočko, Dr. Sci., CSc. – člen, RNDr. Ján Soták, CSc. – člen, Mgr. Rastislav Vojtko, PhD. – člen, RNDr. Peter Kováč, PhD. – člen, doc. RNDr. Pavel Uher, CSc. – člen, RNDr. Milan Kohút, CSc. – člen.

Činnosť výboru sa riadila stanovami, uzneseniami valného zhromaždenia a výboru a usmerneniami Rady vedeckých spoločností (RVS) SAV. Hlavnou náplňou činnosti výboru bolo plánovanie a organizácia odborných akcií, rozpočtové a hospodárske záležitosti. „Rozšírený" výbor zasadal pravidelne dvakrát v roku a „užší" sa stretával podľa potreby medzitým.

Odborná činnosť SGS prebieha v pobočkách a v odborných skupinách. V súčasnosti má SGS tri pobočky (v Bratislave, Banskej Bystrici, Košiciach) a 13 skupín podľa odbornej špecializácie (geofyzikálnu, geochemicko-mineralogickú, hydrogeologickú, inžinierskogeologickú, ložiskovú, paleontologickú, sedimentologickú, štruktúrnogeologickú, vulkanologickú, skupinu ropnej geológie, uhoľnej geológie, zberateľov nerastov a skamenelín a gemologickú). Výbor v predchádzajúcom období vytvoril aj dve komisie pre špecifickú činnosť (komisiu pre nomenklatúru a terminológiu v mineralógii a komisiu na posudzovanie návrhov na ocenenie najlepších prác členov SGS).

Členská základňa

Počet členov SGS dlhodobo mierne klesá, čo možno zväčša pripísať na vrub útlmu geologickej činnosti najmä v oblastiach pôsobenia mimobratislavských pobočiek. Nezáujem o ďalšie platené členstvo sa prejavuje najmä u členov odchádzajúcich do dôchodku alebo do iných profesií. Už dávnejšie vzniklo aj viac profesijných geologických asociácií, v ktorých je organizovaná aj väčšina členov SGS. Časť z nich (pôsobiacich najmä v súkromnom sektore) stráca záujem o členstvo v SGS ako vedeckej spoločnosti, a preto sa zrušilo členstvo tým, ktorí dlhodobo neplatili členské príspevky. Prijímanie nových členov najmä z radov študentov a absolventov zatiaľ tento úbytok nestačí kompenzovať. Pokles počtu členov sa zatiaľ na oslabení odbornej aktivity SGS prejavil iba mierne, čo je znak toho, že rady SGS opúšťajú najmä pasívni členovia.

SGS v súčasnosti eviduje 257 riadnych, 19 domácich a 24 zahraničných čestných členov. Od posledného valného zhromaždenia bola udelená Medaila SGS J. Slávika doc. RNDr. M. Hrašnovi, CSc., a čestné členstvo prof. Rostislavovi Brzobohatému. V posledných rokoch SGS zaviedla aj ďakovné listy. Schvaľuje ich výbor a udeľujú sa významným slovenským aj zahraničným geológom najmä pri životných jubileách spravidla vtedy, ak už sú čestnými členmi SGS alebo nositeľmi Medaily J. Slávika.

Dovoľte, aby som vám stručne pripomenul niektoré významnejšie akcie, ktoré SGS organizovala alebo sa na ich organizácii zúčastnila.

Organizačné akcie SGS v rokoch 2003–2004

V roku 2003 sa uskutočnilo valné zhromaždenie, dve zasadnutia rozšíreného a viac stretnutí užšieho výboru SGS.

Valné zhromaždenie SGS sa konalo 29. apríla 2003 vo Veľkej sále D. Štúra. V jeho programe boli odborné prednášky, správy o činnosti, o hospodárení a revízii SGS za roky 2001–2002.

V roku 2004 boli dve zasadnutia rozšíreného a viac stretnutí užšieho výboru SGS. Z rozličných ďalších organizačných akcií výboru uvádzam ešte zriadenie webovskej stránky SGS http://dionysos.gssr.sk/sgs na zlepšenie komunikácie s členskou základňou (informácie o akciách, adresár, diskusné fóra a pod.).

Odborná činnosť SGS v rokoch 2003–2004

Vedecké konferencie

SGS zorganizovala alebo sa zapojila do organizácie niekoľkých medzinárodných vedeckých konferencií, ale jej členovia sa zúčastnili na viacerých iných vedeckých akciách, ako aj na ich organizácii doma i v zahraničí a boli autormi alebo spoluautormi prezentovaných odborných referátov alebo posterov. Boli to:

29. 5.–1. 6. 2003
Geology without frontiers: magmatic and metamorphic evolution of Central European Variscides – medzinárodná konferencia ČGS a SGS, Blansko-Češkovice, ČR
98 účastníkov, 85 príspevkov, zo Slovenska 8 referátov a 5 posterov

22.–25. 4. 2004
CETeG 2004 – 2nd meeting Central European Tectonic Studies Group – medzinárodná konferencia (SGS, ČTS, GTG a HGS), Lučenec, SR
96 účastníkov, z toho 21 zo SR
spolu 42 referátov, 13 prednesených účastníkmi zo Slovenska, 39 posterov, 6 zo Slovenska

17.–18. 6. 2004
5. paleontologická konferencia – venovaná životnému jubileu doc. H. Bystrickej a doc. J. Seneša – medzinárodná konferencia (ŠGÚDŠ a SGS), Bratislava
okolo 100 účastníkov (Poľsko, ČR a SR), z toho asi štvrtina zo SR
63 referátov, 13 posterov, z toho vyše 20 príspevkov účastníkov zo Slovenska – súčasný trend v zoopaleontologickom a fytopaleontologickom výskume

3.–4. 12. 2004
ESSE-WECA 2004 – 4th conference Environmental, structural and stratigraphical evolution of the Western Carpathians – medzinárodná konferencia (KGP Prírodovedeckej fakulty UK, SGS, ŠGÚDŠ, GlÚ SAV a Equis), Bratislava
56 účastníkov, z toho 32 zo SR
25 referátov, 11 zo SR, 23 posterov, 12 zo Slovenska

Semináre a prednáškové popoludnia

Jednodňové monotematické odborné semináre a prednáškové popoludnia s individuálnymi prednáškami sú základom vedeckej činnosti SGS. V roku 2003 bolo 14 takýchto akcií, predniesla sa na nich dovedna 30 individuálnych a tímových prednášok a v auditóriách sa vystriedalo okolo 300 účastníkov, v roku 2004 16 akcií, 58 individuálnych a tímových prednášok pre vyše 300 účastníkov. Akcie organizovali odborné skupiny a pobočky SGS. Hlavnými prierezovými akciami sa v posledných rokoch stali výročné predvianočné semináre SGS, ktoré organizuje výbor (vlani už bol 3. ročník). Tieto semináre sú veľmi popularne, vyznačujú sa bohatou účasťou, tvorivou a priateľskou predvianočnou atmosférou.

Iné podujatia

SGS sa s geologickým oddelením Prírodovedného múzea Slovenského národného múzea zapojila aj do organizácie 20. a 21. medzinárodného stretnutia zberateľov nerastov a skamenelín, ktoré sa konali začiatkom decembra v roku 2003 a 2004 v Bratislave, ako aj do organizovania akcie Geoklubu pri Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave – exkurzie do barrandiénu.

Zahraniční lektori

V roku 2003 v rámci akcií SGS (okrem konferencií) mali prednášky štyria a v roku 2004 siedmi zahraniční lektori (z ČR, USA, Rakúska a Nemecka).

Edičná činnosť

SGS sa aj v minulých dvoch rokoch zúčastňovala na vydávaní odborného časopisu Mineralia Slovaca, ktorý bol periodikom SGS a slovenských geologických organizácií (35. a 36. ročník). Časopis publikuje vedecké príspevky z oblasti geovedného výskumu na Slovensku a ich autormi sú spravidla členovia SGS. Súčasťou väčšiny čísiel je aj príloha Geovestník, informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo a životné prostredie. Jeho značnú časť tvoria informácie o činnosti SGS – polročné harmonogramy akcií pobočiek a odborných skupín, správy o činnosti a iné závažné dokumenty, rozličné informačné a koncepčné materiály, zdravice jubilantom, nekrológy a spomienkové črty, informácie o medzinárodných akciách, recenzie a abstrakty z odborných podujatí SGS (z konferencií, seminárov a prednášok). Geovestník 2/2003 publikoval materiály z valného zhromaždenia SGS, ktoré sa konalo 29. apríla 2003.

Keďže časopis Mineralia Slovaca geologická verejnosť na Slovensku dobre pozná a členovia SGS majú na jeho predplatné zľavu, považujeme túto formu publikácie materiálov SGS a komunikácie s členskou základňou za stále najvýhodnejšiu. Finančný príspevok SGS na vydávanie časopisu v rokoch 2003 a 2004 vo výške 8000,- a 4000,- Sk, ktorý možno pokladať len za viac ako symbolický, sa uhradil z dotácie RVS pri SAV.

Členstvo SGS v medzinárodných nevládnych organizáciách

SGS je od roku 1993 členom Asociácie európskych geologických spoločností (AEGS), ktorej hlavným cieľom je upevňovanie kontaktov a výmena skúseností a idei medzi európskymi geologickými spoločnosťami, ako aj spolupráca s mimoeurópskymi organizáciami. Asociácia každé dva roky organizuje plenárne stretnutia spojené s vedeckými konferenciami (Meeting AEGS). 14. MAEGS pod názvom *Natural hazard related to recent geological processes and regional evolution* bude 19. až 23. septembra 2005 v Turíne.

Členský príspevok SGS v AEGS je 100 eúr. Za rok 2003 a 2004 sa uhradil prostredníctvom RVS pri SAV z prostriedkov MŠ SR.

SGS je aj členom neformálneho združenia Central European Tectonic Group troch visegrádskych krajín (ČR, SR, Poľska a Maďarska), ktoré každý rok organizuje konferencie v jednej zo štyroch účastníckych krajín.

Spolupráca SGS s geologickými inštitúciami a profesijnými geologickými asociáciami

Úspešná činnosť SGS pri nedostatočnej finančnej dotácii zo štátneho rozpočtu prostredníctvom RVS pri SAV do značnej miery závisí od pochopenia a podpory geologických organizácií, ktorým rovnako ako v minulých rokoch vyslovujeme hlbokú vďaku. Osobitne sme zaviazaní vedeniu ŠGÚDŠ za nezištné požičiavanie priestorov a techniky na akcie spoločnosti, ako aj za poskytnutie domény na serveri na vytvorenie internetovej stránky SGS. Neoceniteľnú pomoc nám dlhodobo poskytuje aj MŽP SR (sekcia geológie a prírodných zdrojov), Prírodovedecká fakulta UK, Geologický ústav SAV a ďalšie inštitúcie. Veríme, že nájdu pochopenie pre poslanie SGS a podporia jej činnosť aj v budúcnosti.

Pri organizovaní vlastných akcií SGS spolupracuje aj s profesijnými geologickými asociáciami, našimi prirodzenými partnermi pri plnení spoločných cieľov, akým je najmä vedeckovýskumná a vedecko-popularizačná činnosť. Naším cieľom je túto spoluprácu udržať a ďalej rozvíjať.

Na záver mi dovoľte poďakovať všetkým členom aj nečlenom SGS, ktorí mali v uplynulom období podiel na jej úspešnej činnosti a posilnili jej kladný obraz v geologickej pospolitosti a v celej spoločnosti. Činnosť SGS bude vždy závisieť od činorodosti jej členstva. Výbor môže aktivitu iniciovať a stimulovať, ale úspech závisí hlavne od bezprostredných organizátorov, prednášateľov a účastníkov každej akcie. Dovoľte, aby som do budúcnosti vyslovil presvedčenie, že aj keď tieto aktivity už nestúpnu, aspoň si zachovajú doterajší rozsah.

Správa o hospodárení SGS za roky 2003 a 2004

Spracovala RNDr. Ľ. Iglárová

Na činnosť SGS zo štátneho rozpočtu prispieva RVS pri SAV. V roku 2004 sa príspevok účtuje prostredníctvom štátnej pokladnice, a preto nastali zmeny v sledovaní príjmových a nákladových položiek SGS. Doklady sa uzatvárajú priebežne štvrťročne a predkladajú sa na kontrolu RVS. Ďalšou zmenou je prideľovanie príspevku, ktorý možno použiť na tlač časopisu Mineralia Slovaca, v obmedzenej miere na prevádzku spoločnosti a na niektoré plánované odborné semináre, ale tie musia zahŕňať aj časť nákladov na prevádzku spoločnosti. Príspevok nemožno použiť na osobné náklady, ako sú odmeny za vykonanú prácu.

1. Príjmy

Príjmy v sledovanom období boli z členských príspevkov, dotácie RVS pri SAV, organizovania konferencie CETeG v Lučenci a paleontologickej konferencie, z úroku z vkladov na účte SGS (172757683/0900). RVS v roku 2004 prispela na tieto odborné semináre: Aktuálne problémy kryštalinika Západných Karpát, terénny sekvenčno-stratigrafický a paleontologický seminár v oblasti Hlboče a Drín, exkurzia do Malých Karpát, seminár zo štruktúrnej geológie a sedimentológie a výročný predvianočný seminár.

	2003	2004
členské príspevky	10 683,20 Sk	12 129,50 Sk
dotácia RVS pri SAV	30 000,00 Sk	21 000,00 Sk
úroky	6,80 Sk	95,40 Sk
konferencia CETeG		201 018,76 Sk
paleontologická konferencia		20 400,00 Sk
iné	300,00 Sk	
Spolu	40 990,00 Sk	254 643,66 Sk

zostatok fin. prostriedkov z predch. roka	7 466,14 Sk	1 119,04 Sk
Zdroje spolu	48 456,14 Sk	255 762,70 Sk

2. Výdavky

Výdavky sú rozdelené na tieto kategórie: 1 – prevádzkové náklady, 2 – príspevok na tlač Mineralia Slovaca, 3 – odborné semináre (od roku 2004 sa osobitne sledujú semináre so schválenou dotáciou RVS, konferencia CETeG a paleontologická konferencia v roku 2004).

	2003	2004
prevádzkové náklady spolu	27 337,10 Sk	41 311,70 Sk
príspevok na tlač Mineralia Slovaca	10 000,00 Sk	4 000,00 Sk
odborné semináre	10 000 Sk	25 001,50 Sk
konferencia CETeG	–	165 385,60 Sk
paleontologická konferencia	–	17 545,00 Sk
Spolu	47 337,10 Sk	253 243,80 Sk

Správa revíznej komisie o revízii hospodárenia s finančnými prostriedkami SGS

Spracoval RNDr. I. Petrík, CSc.

Revízna komisia vykonala kontrolu finančného stavu a hospodárenia SGS za roky 2003–2004 v týchto dokumentoch:

1. kniha faktúr a objednávok
2. pokladničná kniha
3. výpis z bežného účtu č. 172757683/0900
4. výpis z bežného účtu č. 11465428/0900
5. hotovosť

Stav financií SGS k 31. 12. 2004 bol

na bežnom účte 172757683/0900 ..... 1193,1 Sk
na bežnom účte 11465428/0900 ..... 689,3 Sk
hotovosť v pokladnici ..... 636,5 Sk

K 31. 12. 2004 predstavovali finančné prostriedky SGS spolu 2518,9 Sk

Všetky uvedené prostriedky prechádzajú do roku 2005 a v príslušnej dokumentácii sa na tento rok riadne zaznamenali.

Dokumentácia o činnosti SGS je úplná a zoradená chronologicky. Revízna komisia konštatuje účelné a prehľadne dokumentované čerpanie financií.

Revízna komisia pracovala v zložení RNDr. Igor Petrík, CSc., a RNDr. Klement Fordinál, PhD.

Zápisnica z valného zhromaždenia Slovenskej geologickej spoločnosti

Zapísal RNDr. M. Elečko, CSc., schválil RNDr. L. Šimon, PhD.

Dátum konania: 10. 3. 2005 o 13.00 hod.
Miesto konania: Veľká sála Dionýza Štúra, ŠGÚDŠ, Mlynská dolina 1, Bratislava
Program valného zhromaždenia SGS:

1. Otvorenie, prednáška Michala Stolára Moje putovanie na Kilimandžáro
2. Schválenie programu rokovania
3. Voľba návrhovej a volebnej komisie
4. Voľba výboru SGS, revíznej komisie SGS a členov NGK SR
5. Správa výboru o činnosti SGS od posledného valného zhromaždenia
6. Správa o hospodárení SGS
7. Správa revíznej komisie SGS

8. Diskusia a rozličnosti
9. Uznesenia
10. Vyhlásenie výsledkov volieb do orgánov SGS a NGK

Priebeh rokovania

1. Rokovanie otvoril a viedol predseda SGS prof. RNDr. D. Plašienka, DrSc., a vedecký tajomník SGS RNDr. L. Šimon, PhD., ktorí privítali prítomných a oznámili ich s programom. Program bol prijatý bez pripomienok. Predseda prof. RNDr. D. Plašienka, DrSc., vysvetlil spôsob volieb do orgánov SGS.
2. Na voľby výboru SGS bola navrhnutá a schválená komisia v zložení: prof. M. Chovan, CSc. (predseda), RNDr. M. Elečko, CSc., RNDr. J. Michalík, DrSc., na prípravu návrhu uznesení bola navrhnutá a schválená návrhová komisia v zložení: doc. RNDr. P. Reichwalder, CSc., prof. D. Vass, DrSc., a Ing. B. Žec, CSc.
3. V úvodnej časti bola prednáška RNDr. M. Stolára Moje putovanie na Kilimandžáro.
4. Správu o činnosti SGS od posledného valného zhromaždenia, t. j. za roky 2003–2005, a o zameraní spoločnosti v nasledujúcom období predniesol predseda SGS prof. D. Plašienka.
5. Správu o hospodárení SGS za roky 2003 až 2005 predložila hospodárka SGS RNDr. Ľ. Iglárová.
6. Závery z revízie hospodárenia a vedenia agendy SGS za roky 2003–2005 za revíznu komisiu v zastúpení predniesol RNDr. I. Petrík, CSc. V správe sa konštatuje účelné a dobre dokumentované čerpanie financií.
7. Vo voľbách do výboru SGS kandidovali:
   1. Mgr. František Bakoš, PhD. – ŠGÚDŠ Bratislava
   2. Ing. Juraj Janočko, Dr. Sci., CSc. – FBERG TU Košice
   3. RNDr. Stanislav Jeleň, CSc. – GlÚ SAV Banská Bystrica
   4. RNDr. Milan Kohút, CSc. – ŠGÚDŠ Bratislava
   5. RNDr. Peter Kováč, PhD. – GlÚ SAV Bratislava
   6. RNDr. Ján Madarás, PhD. – ŠGÚDŠ Bratislava
   7. RNDr. Juraj Maglay – ŠGÚDŠ Bratislava
   8. Ing. Zoltán Németh, PhD. – ŠGÚDŠ Košice
   9. Mgr. Daniel Ozdín, PhD. – Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
   10. RNDr. Daniel Pivko, PhD. – Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
   11. Mgr. Jaroslav Pršek, PhD. – Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
   12. Mgr. Marianna Slamková – Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
   13. RNDr. Ján Soták, CSc. – Geologický ústav SAV Banská Bystrica
   14. RNDr. Ladislav Šimon, PhD. – ŠGÚDŠ Bratislava
   15. doc. RNDr. Pavel Uher, CSc. – Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
   16. Mgr. Rastislav Vojtko, PhD. – Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
   17. Ing. Branislav Žec, CSc. – ŠGÚDŠ Košice

   Na člena výboru SGS do funkcie hospodára kandidovala
   1. RNDr. Ľubica Iglárová – ŠGÚDŠ Bratislava

   Na členov revíznej komisie SGS kandidovali
   1. Mgr. Jana Kernátsová, PhD. – ŠGÚDŠ Bratislava
   2. Mgr. Viera Kollárová, PhD. – ŠGÚDŠ Bratislava
   3. RNDr. Igor Petrík, CSc. – Geologický ústav SAV Bratislava

8. V diskusii vystúpilo viac členov SGS s rozličnými námetmi.
   – Dr. Kaličiak informoval o projekte celoživotného vzdelávania v geológii v školskom roku 2005–2006. – Dr. Ivan navrhol vytvoriť etickú komisiu SGS. – Prof. Vass myšlienku Dr. Ivana podporil a inicioval diskusiu. – Prof. Plašienka ponúkol možnosť diskutovať o tejto téme na pôde SGS až do vyriešenia problému – do kongresu SGS 2005. – Ing. Žec informoval o príprave kongresu SGS 2005, ktorý sa bude konať pod záštitou ministra životného prostredia Lászlóa Miklósa a predsedu košického VÚC Rudolfa Bauera. – Dr. Michalík informoval o činnosti NGK SR a spôsobe volieb doň. – Dr. Šimon informoval o aktivitách SGS, o prednáškovej činnosti a plánoch SGS do budúcnosti.
9. Volebná komisia zastúpená predsedom prof. M. Chovanom oznámila výsledky volieb do výboru SGS. Na voľbách sa zúčastnilo 153 členov, z toho platných bolo 153 volebných lístkov.
   Do výboru boli zvolení: RNDr. Ladislav Šimon, PhD. – 86 hlasov, RNDr. Milan Kohút, CSc. – 74 hlasov, RNDr. František Bakoš, PhD. – 63 hlasov, RNDr. Juraj Maglay – 59 hlasov, Ing. Branislav Žec, CSc. – 58 hlasov, Ing. Zoltán Németh, PhD. – 55 hlasov. Za hospodárku bola zvolená RNDr. Ľubica Iglárová – 134 hlasov. Do revíznej komisie boli zvolení: RNDr. Igor Petrík, CSc. – 100 hlasov a RNDr. Jana Kernátsová, PhD. – 95 hlasov.
10. Z rokovania valného zhromaždenia a z diskusie vyplynuli závery a úlohy, ktoré sa zohľadnia v programe odbornej a organizačnej činnosti SGS.

Uznesenia

Valné zhromaždenie SGS prijíma nasledujúce uznesenia:

Berie na vedomie

– informáciu RNDr. Jozefa Michalíka, DrSc., predsedu NGK, o organizácii, poslaní a úlohách NGK a o vzťahu k IUGS a IGCP/UNESCO
– správu o činnosti SGS v rokoch 2003–2004 prednesenú predsedom SGS prof. RNDr. Dušanom Plašienkom, DrSc.
– informáciu doc. RNDr. Michala Kaličiaka, CSc., riaditeľa ŠGÚDŠ, o celoživotnom vzdelávaní geológov
– návrh doc. RNDr. Petra Ivana, CSc., o zriadení etickej komisie pri SGS

Schvaľuje

– rámcový plán činnosti SGS na nasledujúce obdobie
– správu o hospodárení SGS v rokoch 2003–2004
– správu revíznej komisie o hospodárení SGS v rokoch 2003–2004
– predĺženie činnosti NGK v doterajšom zložení do zvolenia nového výboru počas kongresu SGS v júni 2005
– správu volebnej komisie

Ukladá novému výboru SGS

– Venovať zvýšenú pozornosť a pomoc organizačnému výboru pri príprave a priebehu kongresu SGS 2005
– V rámci stratigrafickej komisie SGS podporovať kooperáciu pri vypracúvaní nového stratigrafického kódu pre SR
– Aktívne sa angažovať v zapájaní SR do programu IUGS Planéta Zem
– Spolupracovať s NGK pri vypracúvaní téz k zmene štatútu NGK a pri diskusii o nich a pri príprave nového štatútu NGK
– Na valnom zhromaždení SGS počas kongresu SGS 2005 zabezpečiť schválenie nového štatútu NGK a voľby nového NGK
– Konkretizovať schválený rámcový plán činnosti SGS v ročných plánoch činnosti v roku 2005 a 2006 a zabezpečiť jeho plnenie
– Rozpracovať návrh na vytvorenie etickej komisie SGS a predložiť ho na diskusiu.
– Schváliť návrh a zvoliť etickú komisiu SGS na valnom zhromaždení SGS počas kongresu SGS 2005.
– Publikovať kompletné materiály z valného zhromaždenia v Geovestníku časopisu Mineralia Slovaca.

Odporúča

- Pokračovať v hodnotení a oceňovaní autorov najlepších geologických prác a návrhy predložiť komisii do konca apríla 2005

Prvé zasadnutie nového výboru SGS

Po skončení valného zhromaždenia SGS bolo prvé zasadnutie výboru SGS za účasti siedmich členov. Nový výbor spomedzi svojich členov zvolil nových funkcionárov SGS. Sú to:

1. predseda RNDr. Ladislav Šimon, PhD.
2. podpredseda RNDr. Milan Kohút, CSc.
3. vedecký tajomník Ing. Zoltán Németh, PhD.
4. hospodárka RNDr. Ľubica Iglárová

Výbor zároveň kooptoval dvoch zástupcov z Prírodovedeckej fakulty UK – Mgr. M. Šlamkovú, PhD. (54 hlasov), a RNDr. P. Uhera, CSc. (53 hlasov), a dvoch z Geologického ústavu SAV – RNDr. S. Jeleňa, CSc. (47 hlasov), a RNDr. P. Kováča, PhD. (47 hlasov).

V Bratislave 10. marca 2005

Plán činnosti a rozpočet SGS na rok 2005

V posledných rokoch prešla SGS v rámci spoločností riadených RVS pri SAV ekonomickou transformáciou a od minulého roku ju financuje štát. Z toho okrem iného vyplýva aj sprísnený dohľad nad financiami a dodržiavaním rozpočtovej disciplíny, a teda aj väčšie nároky na výkon funkcie hospodára spoločnosti. Bohužiaľ, na druhej strane dotácia zo strany RVS SAV každoročne mierne klesá. Financie sa musia rozpočtovať a potom aj čerpať štvrťročne v rámci vopred definovaných a RVS schválených akcií. Preto sme okrem príležitostných prednášok aj na rok 2005 naplánovali tieto hlavné akcie s príslušným rozpočtom:

1. *10. marec 2005:* ***Valné zhromaždenie SGS.*** Akciu organizuje výbor SGS. Na zhromaždení v súlade so štatútom SGS budú voľby nového výboru SGS (na štvorročné funkčné obdobie), ako aj členov Národného geologického komitétu SR. Plánované výdavky sú spojené najmä s prípravou a distribúciou rokovacích materiálov – kandidátskej listiny, výzvy na návrhy ocenení SGS a pod.
Rozpočet: spotreba materiálu 1 tis. Sk (SAV); služby 2 tis. Sk (SAV).

2. *5. máj 2005:* ***Terénny seminár v oblasti Malých Karpát s návštevou významných geologických lokalít.*** Seminár zorganizuje bratislavská pobočka. Je to periodická akcia, na ktorej sa najmä študentom prezentujú významné geologické lokality Malých Karpát.
Rozpočet: spotreba materiálu 1 tis. Sk (SAV); cestovné 1 tis. Sk (SAV).

3. *25. máj 2005:* ***Stredoslovenské neovulkanity – charakter erupcií.*** Seminár organizuje vulkanologická odborná skupina SGS.
Rozpočet: spotreba materiálu 2 tis. Sk (SAV); služby 2 tis. Sk (SAV); cestovné 2 tis. Sk (SAV).

4. *9. jún 2005:* ***Geologické zaujímavosti Devínskej Kobyly.*** Akciu zorganizuje viac odborných skupín a bude zameraná na popularizáciu geologických zaujímavostí tejto lokality medzi širšou odbornou aj laickou verejnosťou.
Rozpočet: OON – dohody 2 tis. Sk (vlastné zdroje); spotreba materiálu 2 tis. Sk (SAV); služby 1 tis. Sk (SAV).

5. *20.–23. jún 2005:* ***Kongres Slovenskej geologickej spoločnosti na Medvedej hore.*** Bude to jedna z najdôležitejších akcií roka. Kongres sa organizuje pod patronátom košickej pobočky a bude na Zemplínskej šírave. Spoluorganizátorom je ŠGÚDŠ. Rokovať sa bude v štyroch sekciách a na záver budú exkurzie do geologicky zaujímavých oblastí východného Slovenska.

6. *4.–5. október 2005:* ***Inžinierskogeologická exkurzia na aktuálne inžinierske diela v komplikovaných geologických podmienkach.*** Exkurziu zorganizuje odborná skupina inžinierskej geológie so Slovenskou asociáciou inžinierskych geológov a bude zameraná na otázky interakcie stavebných diel s geologickým prostredím v okolí Popradu.
Rozpočet: cestovné 5 tis. Sk (SAV).

7. *december 2005:* ***Medzinárodné stretnutie zberateľov nerastov a skamenelín.*** Stretnutie spoluorganizuje odborná skupina zberateľov nerastov a skamenelín SGS na pôde Slovenského národného múzea každý rok.
Rozpočet: spotreba materiálu 1 tis. Sk (SAV); služby 1 tis. Sk (SAV).

8. *15. december 2005:* ***Výročný predvianočný seminár.*** Seminár organizujú pobočky. Bude to už 4. celodňový výročný seminár. Doterajšie boli veľmi úspešné, mali bohatý vedecký program a účasť.
Rozpočet: OON – dohody 3 tis. Sk (vlastné zdroje), spotreba materiálu 2 tis. Sk (SAV); služby 2 tis. Sk (SAV).

Rozpočet na štvrťroky:
1. štvrťrok 3 tis. Sk (3 tis. Sk dotácia SAV)
2. štvrťrok 13 tis. Sk (11 tis. Sk SAV, 2 tis. Sk vlastné zdroje)
3. štvrťrok 5 tis. Sk (5 tis. Sk SAV)
4. štvrťrok 9 tis. Sk (6 tis. Sk SAV, 3 tis. Sk vlastné zdroje)

Súhrnný rozpočet na odborné semináre je 30 tis. Sk (z toho 25 tis. Sk je dotácia SAV).
V jednotlivých položkách:

spotreba materiálu:	9 tis. (SAV)
služby:	8 tis. (SAV)
cestovné:	8 tis. (SAV)
ostatné osobné náklady – dohody:	5 tis. (vlastné zdroje)

Tento rozpočtový plán je iba rámcový a pobočky a odborné skupiny by mali naďalej organizovať čo najviac vlastných akcií pri každej vhodnej príležitosti.

Rady autorom

Každý autor sa usiluje, aby jeho článok bol nielen obsahovo, ale aj graficky na vysokej úrovni. Vaše ilustrácie budú kvalitné, ak presne dodržíte naše inštrukcie.

Už pri príprave obrázka treba zvážiť, či sa umiestni na jeden stĺpec alebo na dva stĺpce, resp. na celú tlačenú stranu. Vhodne upravený obrázok (veľkosť písmen, hrúbka čiar) možno reprodukovať aj v pomere 1:1 alebo odporúčame urobiť kresby (perovky) väčšie, ako sa predpokladá ich veľkosť po vytlačení. Perovky majú byť zhotovené sýtym čiernym tušom. Pri obrázkoch urobených na počítači treba redakcii poslať originálne obrázky (nie xeroxové kópie) vytlačené na pauzovacom papieri - *tlač laserovou tlačiarňou v kamerálnej podobe pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI).* Pri zostavovaní obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw — TIFF). Neodporúčame používať veľmi tenké čiary (tzv. vlasovej hrúbky) ani na obrysy, ani vo výplni.

Úmerne k predpokladanému zmenšeniu treba zvoliť hrúbku čiar, veľkosť písma, čísiel, hustotu šrafovania a pod. Text možno napísať väčším aj menším písmom (nie verzálkami - veľkými písmenami), a to podľa toho, čo sa má zvýrazniť. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je pri veľkých písmenách a číslach 2 mm a pri malých písmenách 1,6 mm.

Všeobecne

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia Slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Ak je možnosť, pošlite text článku na diskete 3,5", spracovaný v editore T602 (WinText602, Ami Pro, MS Word, WordPerfect; PC) alebo MS Word, QuarkXPress (Mac) v norme Kamenických alebo Latin2. S disketou zašlite aj jeden výtlačok textu na papieri.
3. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
4. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko.

Text

1. Úprava textu včítane zoznamu literatúry prispôsobte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovačom 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 - hierarchicky najvyšší, 2 - nižší, 3 - najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987). Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obťahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnovkou.
13. K článku treba pripojiť kľúčové slová.
14. Abstrakt, resumé, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuliek predloží autor redakcii aj v angličtine.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 340 x 210 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
   V prípade ilustrácií vytvorených na počítači prosíme o ich zaslanie na diskete 3,5" vo formáte CorelDraw (PC), Adobe Illustrator (PC, Mac) alebo Aldus FreeHand (Mac).
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (zvyčajne o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formou, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby najmenšie písmená po zmenšení boli veľké aspoň 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr. fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier
7. Fotografie musia byť ostré, čiernobiele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píšu strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňať.
13. Farebné ilustrácie sú vítané, ale náklady na ich tlač hradí autor

Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Ich rozsah a vnútornú úpravu treba voliť tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoraďujte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise).
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

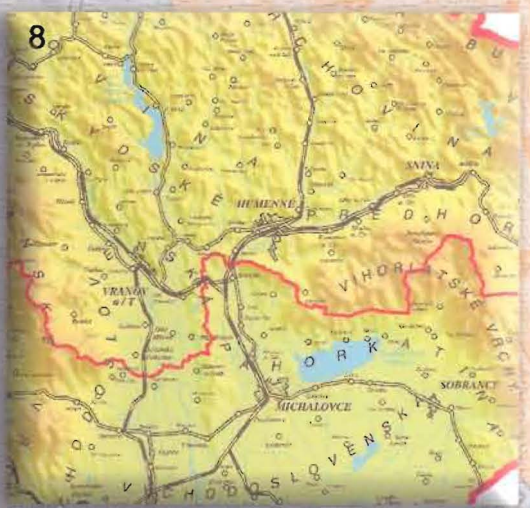
Literatúra

1. V zozname literatúry sa v abecednom poriadku uvádza iba literatúra citovaná v danom článku. Citácia označená „v tlači" sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v prípade", „zadané do tlače" sú neplnohodnotné a nemajú sa používať ani v texte. Citácia „osobná informácia" sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Používať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:
   Kniha
   Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155.
   Časopis
   Vrba, P., 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia Slov., 21, 135 - 142.
   Zborník
   Návesný, D., 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 - 215.
   Manuskript
   Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. & Srnka, T., 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript—archív GP Spišská Nová Ves, 28.
3. Pri článku viac ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názov, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J., 1975.


5


6


7


HUMENNÉ
VRANOV n/T
MICHALOVCE
SOBRANCE
VIHORLATSKE VRCHY
SLOVENSKO
8