3-4/34/2002
ISSN 0369-2086

Mineralia Slovaca



Mineralia Slovaca

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

Vydáva Združenie Mineralia Slovaca
Published by Mineralia Slovaca Corporation

Vedúci redaktor – Chief editor
PAVOL GRECULA
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
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, Štátny geologický ústav D. Štúra, 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, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Ivan Vrubel, Geospektrum, s. r. o., Bratislava
Ján Zuberec, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava

REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie – Managing editor
Alena Wolfová
Redaktor – Editorial assistent
Mária Dryjová
Technické spracovanie – Production editor
Alena Wolfová
Jazykový redaktor – Lingual editor
Pavol Kušnír – Zoltán Németh

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda – Chairman
Jozef Franzen
Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Členovia združenia – Members of the corporation

Envigeo, s. r. o., Banská Bystrica
Esprit, s. r. o., Banská Štiavnica
Geocomplex, a. s., Bratislava
Geofos, s. r. o., Žilina
Geospektrum, s. r. o., Bratislava
MŽP SR, Bratislava
Slovenská banská spoločnosť, Banská Bystrica
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Sadzba v redakcii Mineralia Slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Grafika, s. r. o., Košice.
Predplatné v roku 2002: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 90,- Sk (+ 10 % DPH), organizácie 250,- Sk (+ 10 % DPH). Cena jednotlivého čísla je 50,- Sk (+ 10 % DPH), cena dvojčísla je 100,- Sk (+ 10 % DPH). Časopis možno objednať v redakcii.
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia Slovaca, Jesenského 8, 040 01 Košice. Telefón: 055/625 00 46, e-mail: mineralia@gssr-ke.sk

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a. s., Bratislava. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia Slovaca.
Subscription for 2002 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia and SLOVART - G.T.G., Krupinská 4, P. O. Box 152, 852 99 Bratislava.
Advertising: Contact managing editor. Address of the Editorial office: Mineralia Slovaca, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovakia; Phone:++ 421/55/625 00 46, e-mail: mineralia@gssr-ke.sk. © Geocomplex, a. s., Bratislava.

MINERALIA SLOVACA
Volume 34 — 2002
CONTENT

Babčan, J., Iró, S. & Ševc, J.: A proposal for the systematics of metastable rhombohedral CaMg carbonates 241
Bezák, V., Michálek, J. & Kráľ, J.: Are phyllites of Klinisko in the Nízke Tatry Mts. a Hercynian nappe? 203
Čaplovičová, M., Fejdi, P. & Krištín, J.: Application of transmission electron microscopy and electron diffraction in mineralogy 57
Durmeková, T. & Ondrášik, R.: Aspects of the soft rocks evaluation in engineering geology 321
Háber, M., Novotný, L., Donát, A., Miháľ, F. & Križáni, I.: The results of heavy mineral prospection and sampling of stream-bed sediments in the Central part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. 191
Holec, P.: Zygolophodon turicensis (Schinz, 1833) (Vertebrata, Mammalia, Proboscidea) from Devínska Nová Ves (Slovakia) 53
Holec, P.: Finding of the skull fragment of the woolly rhinoceros Coelodonta antiquitatis (Blumenbach, 1799) in the Váh river deposits near Zemné village 75
Holec, P., Kováč, M., Sliva, L., Vojtko, R. & Joniak, P.: Finds of Mastodon *Mammut borsoni* (Hays, 1834) near Ceroviny village, stratigraphy and lithological conditions 353
Honty, M., Šucha, V. & Magyar, J.: Rock-facies dependent use of illite-smectite paleothermometry 29
Hovorka, D., Illášová, Ľ., Števula, L., Dyda, M. & Nevizánsky, G.: Raw material aspects of the Baden culture ceramics: sites Bajč-Vlkanovo, Kamenín and Stránska (Slovakia) 233
Hovorka, D., Mlatec, R. & Kolník, T.: Cífer-Pác (western Slovakia): an example of the Neolithic site of local stone raw materials used for implements construction 335
Ivan, P.: Composition, origin and evolution of the continental crust – some new findings and their potential application in investigations in the Western Carpathians 65
Janočko, J.: Central-Carpathian Paleogene basin – evolution and depositional systems 159
Jetel, J.: Determining hydraulic parameters of rocks by aquifer tests 251
Knésl, J. & Knéslová, A.: Pohronská Polhora-Krátke, the new occurrence of Au mineralization in Veporicum 19
Knésl, J. & Knéslová, A.: The gold mineralization at Tribeč Mts. ore district 181
Kohút, M.: The Hercynian granitic rocks – A possible source of the Western Carpathians crystalline basement metallogeny 1
Kováč, P. & Bendík, A.: Structural analysis of Adnet limestones in locality Zvolen-Donovaly 207
Kubíny, D.: Demonstrations of Pohorelá line in surroundings of Hronček granite massif 245
Lintnerová, O. & Šefčíková, B.: Iron oxyhydroxides attenuation and release (sorption/desorption) of metals and sulfates in sulfides mine wastes 219
Marsina, K. & Baňacký, V.: Geochemical mapping of overbank sediments in the Eastern Slovakia 275
Michalík, J.: What do we know on the Earth climate development? A Project of the Visegrád Foundation Warning against abrupt climate (greenhouse) changes as followed from geological knowledge of the Earth 135
Milička, J., Vass, D. & Pereszlényi, M.: Organic matter study from the Late Miocene sediments of Lučenská kotlina Depression, Southern Slovakia 93
Mišík, M. & Rojkovič, I.: Manganese mineralization at Lednica and Mikušovce, Pieniny Klippen Belt, Slovakia 303
Novotný, L. & Tulis, J.: Discovery of bauxite in the territory of Slovak Paradise (Národný park Slovenský raj) 145
Ondrášik, R., Matejček, A. & Šamajová, E.: Mineralogy and swelling of the Inner Carpathian Paleogene shale in the pilot tunnel Ovčiarsko, Northwest Slovakia 329
Pipík, R.: Ostracode fauna of the Blažovce and Martin Formations (Turiec basin) 105
Reháková, D.: Bioevents recorded in Jurassic and Lower Cretaceous deposits and their application in global eventostratigraphy 79
Reháková, D. & Banasová, M.: Review of the new knowledge on calcareous dinoflagellates 113
Sabol, M.: Fossil findings of cave bears from the Upper Pleistocene sediments of selected caves in Slovakia 35
Salaj, J.: Reflection of paleoclimate in paleogene sediments of Súľov, Biele Karpaty and Javorníky areas (Slovakia) 147
Salaj, J., Števula, L., Magdolen, P., Puškelová, Ľ. & Holický, I.: Solid hydrocarbons in the Hauptdolomit of the Čachtické Karpaty Mts. (Slovakia) 211
Salaj, J., Puškelová, Ľ., Števula, L. & Holický, I.: Fe-horizons in Carnian- and Eocene- sediments of West Carpathians in Slovakia 343
Seman, P.: Investment profit by Net present value method on example of iron ore deposit in Nižná Slaná 125
Šarinová, K.: The garnets, tourmalines and solidified melts in rutile of the Lukáčovce members (Quaternary) 347
Škvor, V.: The origin of the high pressures in the metamorphosed rock massives 143
Štyriaková, I. & Štyriak, I.: Heterotrophic bacteria in applied mineralogy and biotechnology of dressing of nonmetallic ores 99
Uhlík, P., Biroň, A., Šucha, V., Andrejeva-Grigorovič, A., Clauer, N. & Halásová, E.: Illite-smectite of bentonite beds from Central Carpathian Paleogene Basin 85
Vandrová, G., Fendek, M., Štefanovičová, D. & Friedlová, S.: Manganese mineralization in Lednica and Mikušovce, Pieniny Klippen Belt, Slovakia 263
Vavrová, J., Kraus, I. & Ondrášik, M.: The influence of clay minerals on properties of volcanic rocks of the Western Carpathians used for building industry 289

MINERALIA SLOVACA
Ročník 34 — 2002
OBSAH

Babčan, J., Iró, S. & Ševc, J.: Návrh systematiky metastabilných trigonálnych CaMg karbonátov 241
Bezák, V., Michálek, J. & Kráľ, J.: Sú fylity Kliniska v Nízkych Tatrách hercýnskym príkrovom? 203
Čaplovičová, M., Fejdi, P. & Krištín, J.: Využívanie transmisnej elektrónovej mikroskopie a difrakcie pri štúdiu minerálov 57
Durmeková, T. & Ondrášik, R.: Niektoré aspekty inžinierskogeologického hodnotenia poloskalných hornín 321
Háber, M., Novotný, L., Donát, A., Mihál', F. & Križáni, I.: Výsledky šlichovej prospekcie a vzorkovania korytových sedimentov v centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria 191
Holec, P.: Zygolophodon turicensis (Schinz, 1833) (Vertebrata, Mammalia, Proboscidea) z lokality Devínska Nová Ves (Slovensko) 53
Holec, P.: Nález fragmentu lebky srstnatého nosorožca Coelodonta antiquitatis (Blumenbach, 1799) v náplavoch Váhu od Zemného 75
Holec, P., Kováč, M., Sliva, L., Vojtko, R. & Joniak, P.: Nález mastodonta *Mammut borsoni* (Hays, 1834) pri Cerovinách – litologické pomery a stratigrafia 353
Honty, M., Šucha, V. & Magyar, J.: Vplyv geologického prostredia na možnosti využívania illitovo-smektitového paleotermometra 29
Hovorka, D., Illášová, Ľ., Števula, L., Dyda, M. & Nevizánsky, G.: Aspekty použitých surovín v keramike bádenskej kultúry z lokalít Bajč-Vlkanovo, Kamenín a Stránska 233
Hovorka, D., Mlatec, R. & Kolník, T.: Cífer-Pác (západné Slovensko) – príklad neolitickej lokality s použitými lokálnymi surovinami na výrobu kamenných nástrojov 335
Ivan, P.: Zloženie, vznik a vývoj kontinentálnej kôry – niektoré nové poznatky a ich prípadné využívanie pri výskume Západných Karpát 65
Janočko, J.: Centrálnokarpatský paleogénny bazén: vývoj a depozičné systémy 159
Jetel, J.: Stanovovanie hydraulických parametrov hornín hydrodynamickými skúškami 251
Knésl, J. & Knéslová, A.: Pohronská Polhora-Krátke, nový ložiskový výskyt Au mineralizácie vo veporiku 19
Knésl, J. & Knéslová, A.: Zlatá mineralizácia v tribečskom rudnom rajóne 181
Kohút, M.: Hercýnske granity ako potenciálny zdroj mineralizácie kryštalinika Západných Karpát 1
Kováč, P. & Bendík, A.: Štruktúrna analýza adnetských vápencov na lokalite Zvolen-Donovaly 207
Kubíny, D.: Prejavy pohorelskej línie v okolí hrončeckého žulového masívu 245
Lintnerová, O. & Šefčíková, B.: Zachytávanie a uvoľňovanie kovov a síranov oxyhydroxidmi železa v sulfidickom banskom odpade 219
Marsina, K. & Baňacký, V.: Geochemické mapovanie povodňových sedimentov východného Slovenska 275
Michalík, J.: Čo vieme o vývoji podnebia na Zemi? Projekt Visegrádskeho fondu Warning against abrupt climate (greenhouse) changes as followed from geological knowledge of the Earth 135
Milička, J., Vass, D. & Pereszlényi, M.: Organická hmota v neskoromiocénnych sedimentoch Lučenskej kotliny, južné Slovensko 93
Mišík, M. & Rojkovič, I.: Mangánová mineralizácia v Lednici a Mikušovciach – pieninské bradlové pásmo 303
Novotný, L. & Tulis, J.: Nálezy bauxitu v Slovenskom raji 145
Ondrášik, R., Matejček, A. & Šamajová, E.: Mineralogické zloženie a napúčavosť ílovcov vnútrokarpatského paleogénu v prieskumnej štôlni tunela Ovčiarsko 329
Pipík, R.: Fauna lastúrničiek (Ostracoda) blažovského a martinského súvrstvia (Turčianska kotlina) 105
Reháková, D.: Bioeventy zaznamenané v jurských a spodnokriedových sedimentoch a ich aplikácia v globálnej eventostratigrafii 79
Reháková, D. & Banasová, M.: Prehľad nových poznatkov o vápnitých dinoflagelátach 113
Sabol, M.: Fosílne nálezy medveďov jaskynných z vrchnopleistocénnych sedimentov niektorých jaskýň na Slovensku 35
Sabol, M.: Odraz paleoklímy v paleogénnych sedimentoch oblastí Súľova, Bielych Karpát a Javorníkov 147
Salaj, J., Števula, L., Magdolen, P., Puškelová, Ľ. & Holický, I.: Tuhé uhľovodíky v hlavnom dolomite Čachtických Karpát (Slovensko) 211
Salaj, J., Puškelová, L., Števula, L. & Holický, I.: Fe horizonty v karnských a eocénnych sedimentoch Západných Karpát na Slovensku 343
Seman, P.: Výnosnosť investícií metódou čistej súčasnej hodnoty na príklade ložiska železnej rudy v Nižnej Slanej 125
Šarinová, K.: Granáty, turmalíny a stuhnuté taveniny v rutiloch lukáčovských vrstiev (kvartér) 347
Škvor, V.: Pôvod vysokého tlaku pri metamorfóze horninových masívov 143
Štyriaková, I. & Štyriak, I.: Heterotrofné baktérie v aplikovanej mineralógii a v biotechnológiách spracúvania nerudných surovín 99
Uhlík, P., Biroň, A., Šucha, V., Andrejeva-Grigorovič, A., Clauer, N. & Halásová, E.: Illit-smektit z vulkanoklastických polôh – zdroj informácií o histórii centrálnokarpatského paleogénneho bazéna 85
Vandrová, G., Fendek, M., Štefanovičová, D. & Friedlová, S.: Ochrana prírodných liečivých zdrojov a prírodných zdrojov minerálnej stolovej vody na Slovensku 263
Vavrová, J., Kraus, I. & Ondrášik, M.: Vplyv ílových minerálov na vlastnosti vulkanických hornín Západných Karpát využívaných v stavebníctve 289

Obsah - Contents

Mineralia Slovaca 34 (2002) • 3–4

Salaj, J.
Reflection of paleoclimate in Paleogene sediments of Súľov, Biele Karpaty and Javorníky areas (Slovakia)
Odraz paleoklímy v paleogénnych sedimentoch oblastí Súľova, Bielych Karpát a Javorníkov 147

Janočko, J.
Centrálnokarpatský paleogénny bazén – vývoj a depozičné systémy
Central-Carpathian Paleogene basin – evolution and depositional systems 159

Knésl, J. & Knéslová, A.
Zlatá mineralizácia v tribečskom rudnom rajóne
The gold mineralization in the Tribeč Mts. ore district 181

Háber, M., Novotný, L., Donát, A., Mihál', F. & Križáni, I.
Výsledky šlichovej prospekcie a vzorkovania korytových sedimentov v centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria
The results of heavy mineral prospection and sampling of stream-bed sediments in the central part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. 191

Bezák, V., Michálek, J. & Kráľ, J.
Sú fylity Kliniska v Nízkych Tatrách hercýnskym príkrovom?
Are phyllites of Klinisko in the Nízke Tatry Mts. a Hercynian nappe? 203

Kováč, P. & Bendík, A.
Štruktúrna analýza adnetských vápencov na lokalite Zvolen-Donovaly
Structural analysis of Adnet limestones at locality Zvolen-Donovaly (Western Carpathians) 207

Salaj, J., Ševula, L., Magdolen, P., Puškelová, L. & Holický, I.
Solid hydrocarbons in the Hauptdolomit of the Čachtické Karpaty Mts. (Slovakia)
Tuhé uhľovodíky v hlavnom dolomite Čachtických Karpát (Slovensko) 211

Lintnerová, O. & Šefčíková, B.
Zachytávanie a uvoľňovanie kovov a síranov oxyhydroxidmi železa v sulfidickom banskom odpade
Iron oxyhydroxides attenuation and release (sorption/desorption) of metals and sulfates in sulfides mine wastes 219

Hovorka, D., Illášová, Ľ., Ševula, L., Dyda, M. & Nevizánsky, G.
Raw material aspects of the Baden culture ceramics: sites Bajč-Vlkanovo, Kamenín and Stránska (Slovakia)
Aspekty použitých surovín v keramike bádenskej kultúry z lokalít Bajč-Vlkanovo, Kamenín a Stránska 233

OBÁLKA: Údolie hornej časti rieky Torysa v Levočských vrchoch medzi Nižnými Repašmi a Tichým Potokom. Rieka drénuje flyšové súvrstvia vnútrokarpatského paleogénu. Z recentných náplavov toku boli odoberané šlichové vzorky v rámci úlohy Reinterpretácia šlichového prieskumu na území Slovenska. Problematika šlichovania sa opisuje v článku na str. 191. Foto: M. Repčiak

COVER: Valley in the upper part of the Torysa river in the Levočské vrchy Mts. between Nižné Repaše and Tichý Potok villages. The river drains the flysch formations of Inner-Carpathian Paleogene. The panning samples were taken from the recent fluvial deposits on the frame of the project Reinterpretation of panning survey in the territory of Slovakia. The panning problematics is described in article on p. 191. Photo: M. Repčiak

Babčan, J., Iró, S. & Ševc, J.
A proposal for the systematics of metastable rhombohedral CaMg-carbonates
Návrh systematiky metastabilných trigonálnych CaMg karbonátov 241

DISKUSIA – DISCUSSION
Kubíny, D.
Prejavy pohorelskej línie v okolí hrončeckého žulového masívu
Demonstrations of Pohorelá line in surroundings of Hronček granite massif 245

GeoVestník

Mineralia Slovaca, 34 (2002), 147–158

Reflection of paleoclimate in Paleogene sediments of Súľov, Biele Karpaty and Javorníky areas (Slovakia)

JOZEF SALAJ

Geological Institute of the Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

(Received 16 April 2002)

Abstract

An analysis of probable paleoclimate development in the time section of the Upper Senonian and Paleogene in the Middle Váh river valley (the Súľov, Biele Karpaty and Javorníky Mts. areas) is presented. The basis for this study is biofacial analysis and paleobathymetric development of marine lagoonal and continental sediments, relation and representation of benthic and planktonic microfauna in various types of associations in space and time. In planktonic foraminifers relation of dextral and sinistral tests is taken into consideration. Attention is paid to development of the paleoenvironment and its influence on preservation of foraminifers.

The Upper Campanian–Maastrichtian flysch Jarmuta Formation is characterized by the arenaceous foraminifers of the *Karpatiella ovulum gigantea* Zone. The Paleocene–Lower Eocene red shales of the Beloveža Formation are characterized by arenaceous foraminifers of the *Karpatiella ovulum ovulum* Zone. The calcareous benthic and planktonic foraminifers are lacking in these sediments (only reworked species are present).

The infavourable conditions for the foraminifers were at the Paleocene–Eocene boundary connected with distinct shallowing and cooling (the absence of the species *Glomalveolina levis* (Reichel)). Most shallowing was in the Lower Eocene of the Javorníky Mts. (formation of bony coals and coal partings in marshy environment) connected with rain periods. For considering development of the paleoclimate throughout the Lower Eocene (in the Súľov conglomerates of the Svinské chlievy Formation) the banded fresh-water Malenica onyxites (13 horizons) are most important. These laminated Malenica onyxites with dark and light-coloured laminae prove alternation of warm summer (obviously monsoons seasons) and cold winter seasons.

The rain periods practically throughout the Eocene caused distinct and rapid outwashes as well as transport of pebble material at short distance into a large intermontane lake, in its connection also into a sea lagoon with normal salinity or into the open sea.

At the floor of sea (Magura and Súľov areas) in that time distinctly Fe-oxidation paleoenvironment with ferric concretions often of microscopic dimension, mostly preserved as ooids, was forming. These originally formed as a secondary envelope of dead planktonic foraminifers fallen on the sea floor The planktonic foraminifers were completely destructed except scarce finds.

The anoxic (reduction) events occurred in the time of the *Globigerinatheka semiinvoluta* Zone and of sedimentation of the Lower Oligocene Menilite Shales. The paleoenvironment on the sea floor was reductional with abundance of pyrite and manganese, without condition for development of benthonic foraminifers. Planktonic foraminifers were pyritized after death and deposition.

Tropical elements of planktonic microfauna in the Upper Eocene and Oligocene are lacking. In this time, though there was a significant deepening of the sedimentary environment, there was evidently cooling in the Middle Oligocene as has been observed in world literature by Shackleton and Kennett (1975) and Haq et al. (1977).

Key words: Paleoclimate, paleoenvironment, paleogeography, foraminifers, marine, lagoonal-continental sediments, Paleogene, Western Carpathians, Slovakia

Introduction

Reflection of paleoclimate on marine sedimentation throughout the Paleogene in the Western Carpathians has not been studied systematically so far. Salaj et Samuel (1984) called attention to the difference of microbiozonal division of these sediments from tropical planktonic Paleogene zonal division, which was worked out by Bolli (1957a, b), Toumarkine et Luterbacher (1985), Berggren et Aubry (1996) a. o. This difference in zonal division of the Paleogene of the Western Carpathians concerns the uppermost Paleocene, corresponding to the *Morozovella velascoensis* Zone and practically the whole Eocene and Oligocene (besides the *Truncorotaloides rohri* and *Globigerinatheka semiinvoluta* Zones). The associations of calcareous benthonic foraminifers, so far as present, do not show distinct differences from equal Paleogene associations of the tropical belt. Generally agglutinated foraminifers characterizing mainly deep-sea environment with stabilized and rather lower temperature correspond to their

deposition below CCD levels and/or below the foraminifer lysocline (Olszewska, 1981; Geroch and Nowak, 1984). Thus this implies that in the deeper basins in various latitudes, of that time paleoclimatic different, also in the temperate climatic zone they were sufficiently warmed up. The associations of larger foraminifers of the individual Paleogene zones in the Eurasian belt are practically equal everywhere, but differ, as generally known, from the associations of larger foraminifers in the Caribbean-American and Nord African biogeoprovince (Blondeau, 1972; Salaj, 2000).

In the Western Carpathians in the uppermost Senonian to Eocene relatively considerably large areas were emerged, with continental development of sediments. Development of paleoclimate dynamics in these areas as well as development of continental sediments was studied relatively in detail by Činčura (1987, 1988, 1990). Owing to the results of this author about the paleoclimate under continental conditions we have relatively much information. At present this author is further dealing with reconstruction of the paleoclimate as well as characterization of climate influences on formation of the paleorelief in the mentioned period. The humid and tropical climate, which dominated here, was taking part, in formation of bauxite and red paleosoils terra rossa, well known from the Strážovské vrchy Mts. area (Andrusov, 1941, 1950). These were formed on carbonate substratum whereas on marshy substratum and in flysch sediments the occurrences of coal clays and/or thin layers of coal are recorded (Salaj, 1996).

Probable reflection of paleoclimate during Paleogene sedimentation

a) Peri-Klippen Belt

Cretaceous-Paleogene boundary

The generally known cosmic world catastrophe at the boundary of the Cretaceous and Paleogene (Alvarez et al., 1980) is connected with distinct cooling. In the area of the Myjavská pahorkatina Upland (Horná Polianka) and Peri-Klippen Belt (Hradisko near Žilina, Veľká Udiča – Jasenica), where is gradual sedimentation, this cooling was manifested by extinction of Cretaceous planktonic foraminifers and onset of very small planktonic and benthonic calcareous microfauna (Salaj et al., 1978). Its onset was taking place in the strata overlying the 5–10 cm thick boundary horizon where an impoverished microfauna of agglutinated foraminifers is present only. It is the equal horizon as also known in Tunisia in the area of El Kef (Salaj et al., 1976; Salaj, 1986) where also the iridium horizon (Rocchia et al., 1995) has been proved (Alvarez et al., 1980). This has not been documented in the Western Carpathians so far. It is not excluded that the bank of ochreous micritic limestone, 3–4 cm thick, with globigerines of the first Danian horizon (Salaj, 1995), which is the subject of study, would correspond to it. The time section at the Cretaceous-Paleogene boundary is estimated as 13.000 years on the basis of sedimentation rate in Tunisia. It also could be of equal duration in the Western Carpathians (Salaj, 1986).

Paleocene

Relatively after a very short time interval such paleoclimatic conditions, as had been to the end of the Maastrichtian, were renewed in the Western Carpathians. In the pelagic sediments of the Klape unit (area of Hradisko, Salaj et al., 1978) this is testified by sudden development of tropical planktonic microfauna (with dextral tests), mainly from the *Eoglobigerina pseudobulloides* Zone and/or throughout the *Parvularugoglobigerina eugubina* Zone. A stabilized development of tropical microfauna was lasting to the lower part of the Upper Paleocene *Morozovella velascoensis* Zone. It is necessary to remark that slight cooling can be observed in the Thanetian and/or Landenian, from the base of the *Igorina pusilla* Zone. We conclude on it from composition of planktonic foraminifers. Besides dextral tests also sinistral tests are considerably represented (20–40 ‰). It is not excluded that their relatively considerable share could also have been caused by the existence of cold marine current. Moreover, in the *Morozovella velascoensis* Zone, as a consequence shallowing (abundance of calcareous benthic foraminifers), we observe a distinct decrease in planktonic globorotaloid foraminifers, or practically missing, even at the species *Morozovella velascoensis* (Cushman) sporadical occurrences were recorded only (Samuel et Salaj, 1968). Only globigerines, prevailingly psychrophilous forms, i. e. with sinistral tests, are abundant.

In the pelagic facies of the Paleogene besides grey marls also several layers of red marls are found, with rich microfauna of planktonic foraminifers. They form layers from the *Eoglobigerina pseudobulloides* Zone, practically in all Paleocene zones to the *Morozovella velascoensis* Zone. We may interpret their origin as outwashed of red paleosoils and/or bauxites, occurring in the terrestrial zone of the Strážovské vrchy Mts. In that time, adjacent from SE to the Peri-Klippen Zone. Their transport was most probably taking place in form of very fine suspension into a pelagic and not deep, well plit and slightly Fe-oxidized environment, in which, however, iron oxides did not form. This is confirmed by a well preserved, not damaged and by Fe-oxidation process not affected microfauna.

Two distinct regression phases connected with considerable shallowing in the Paleocene of the Klape sedimentation zone of the middle Váh river valley, mainly in the area of Hradisko and Hričovské Podhradie, are proved in the Upper Montian, in the *Morozovella angulata* Zone by the presence of reef algal-coral limestones rich in algae, corals and from foraminifers mainly in representatives of the genus *Miscellanea* Pfender (Köhler, 1995). It is the locality in Hričovské Podhradie and near Hradisko (gorge along the road leading to the new cemetery of Žilina). In the Lower Thanetian there are reef algal-coral limestones in Hričovské Podhradie with *Glomalveolina primaeva* (Reichel) on the one hand and the neritic *Operculina* sandstones with *Operculina heberti* (Munier-Chalmas) on the other hand, which form several horizons near Hradisko in variegated marls of the Žilina Formation (Samuel, 1972), bound to the *Igorina pusilla* Zone.

Rich occurrences of tropical flora and fauna of these horizons were distinctly bound to warmed shallow-water marine environment of the Klape sedimentation area. Such warmed marine shallow-water environment with formation of tropical reef algal-coral limestones existed from the base of the Montian to the uppermost Lower Eocene, mainly in the area of the Myjavská pahorkatina Upland (Salaj, 1960). A problem open in the Western Carpathians remains not proving of the *Glomalveolina levis* Zone in the uppermost Paleocene. There is either a stratigraphic hiatus (Köhler et Salaj, 1997a) connected with distinct shallowing (sandstones) at the Paleocene-Eocene boundary, or cooling was so distinct that the absence of the species *Glomalveolina levis* (Reichel) as a consequence of bad paleoecological conditions was primary.

That is similar as in Spain and Tunisia. In Spain the top of the *Glomalveolina levis* Zone is marked by a discontinuity above which the Ilerdian (= lower part of the Lower Eocene) facies are developed. The new transgression is characterized by the *Alveolina cucumiformis* Zone (Barnolas et al., 1990, p. 77). In Tunisia Paleocene-Eocene regressive-transgressive facies are characterized by the phosphate-glauconite levels (Salaj, 2000).

As to stratigraphy of the mentioned pelagic and neritic sediments especially in the Archipelago zone (mainly of reef facies), we are finding detailed data in the works by the authors: Andrusov and Köhler (1963), Samuel et al. (1972), Samuel and Salaj (1963, 1968), Salaj and Samuel (1984), Salaj et al. (1978), Köhler (1961, 1967, 1995) and other, to which we also refer.

b) Súľov Paleogene and adjacent area of the Strážovské vrchy Mts.

Paleocene terrestrial period

The area of the Strážovské vrchy Mts., practically from the Maastrichtian to the Lower Eocene and/or Lower Lutetian, was emerged. A tropical (probably to the end of the Montian) and subtropical (from the end of the Montian) paleoclimate was predominating. This paleoclimate was distinctly sharing in formation of bauxites, red paleosoils ("terra rossa"), which were studied by Andrusov (1941, 1950, 1959), Hanáček (1984) and Činčura (1987, 1988, 1990) and further on coal clay and/or intercalations originated here, in lacustrine-marshy sediments (Andrusov, 1959; Salaj, 1995, 1996). As generally known, for formation of bauxites, besides the carbonate substratum, a very humid tropical to subtropical paleoclimate, i. e. bound to the period of tropical and/or subtropical monsoon rains was necessary.

It the theoretical possibility of formation of coal marshes to lakes could already have been in the Upper Cenomanian of the Klape (Orlové sandstone Formation) unit and in the Upper Senonian of the Peri-Klippen Zone (we may conclude on it from the extraordinarily abundant coal chaff in Upper Campanian to Maastrichtian marine sandstones), so the origin of bauxites in the Upper Senonian, was very improbable. We may conclude on it on the basis of the study of conglomerate layers in the Maastrichtian formation of the Kostolec unit. Although pebbles are in them, the origin of which the author derived from the Mesozoic (Triassic-Lower Cretaceous) of the Strážovské vrchy Mts., but there is no trace after bauxitic pebbles and/or colouring derived from bauxites in these conglomerates. Similarly these bauxites also did not originate in the area of the Malé Karpaty Mts. Mesozoic before Coniacian transgression of the Gosau type Cretaceous. We may conclude on it on the basis of chemical analyses carried out by Borza et al. (1959) from Fe-oxide red cement of basal transgressive Coniacian conglomerates. This, on the basis of this results, is of origin from redeposited and washed out red paleosoil ("terra rossa"). The tropical and humid paleoclimate of the ?Turonian-Lower Senonian (Coniacian) is confirmed by the existence of coal clays and coal intercalations of lacustrine and/or marshy sediments formed sporadically and preserved from transgression of the Gosau type Cretaceous and/or preserved shallow allochtonous intercalations of coal in Upper Santonian flysch sediments of the Hurbanova dolina Formation of the Brezová development Senonian of the Gosau type Cretaceous (Salaj, 1960; Samuel et al., 1980; Salaj and Priechodská, 1987).

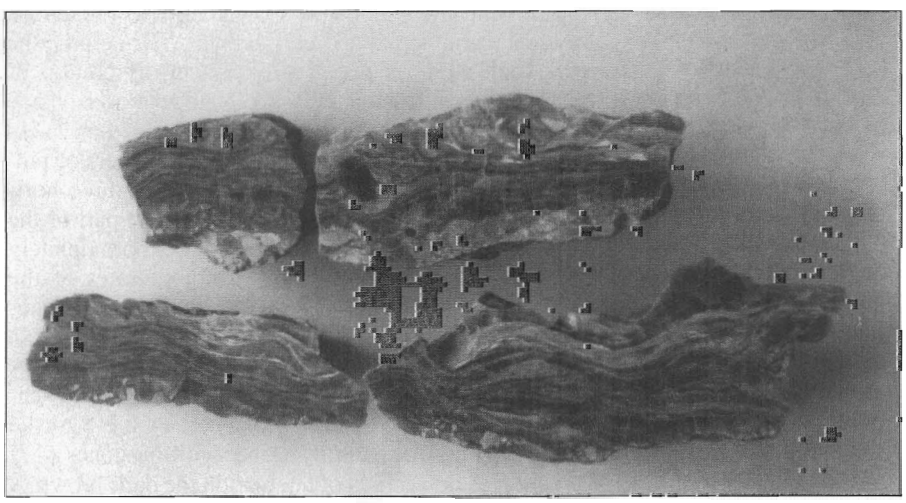


Fig. 1. First level of the Malenica onyxites (other levels see Salaj, 1991, 1993; one from them is deposited in the Museum histoire naturelle, Génève).

The fundamental question is before us. Why on the one hand in the Upper Cretaceous of the Western Carpathians were not favourable conditions for formation of bauxites and on the other hand when in the Paleocene of the Strážovské vrchy Mts. these deposits also originated, why they have not preserved. It seems that answer on the first question could be as follows: In consequence of distinct Middle Cretaceous and Upper Senonian block tectonic activity of the Strážovské vrchy Mts. in that time, their relief distinctly differentiated morphologically and in height, was not suitable for formation of bauxite deposits. If these also formed, they were immediately destructed in consequence of distinct erosion and fast denudation. To the contrary, to the end of the Maastrichtian and at the beginning of the Paleocene the paleorelief of the Strážovské vrchy Mts. was at first, more or less levelled and second, tectonic activity was obviously very distinct. Ideal conditions for formation of bauxites were formed on Middle Triassic rocky limestone substratum as well as of lakes to marshes with formation of coal clays and coal intercalations. In this case their substratum was formed by a paleorelief mainly built up to the Triassic (dolomites near Riedka, Salaj, 1996) and/or by the flysch Cenomanian of the Rohatá skala unit (coal clays with intercalations of coal are drilled in strata underlying the Lower Eocene Súľov Conglomerates by bore-hole RK-27 Pružina (Šalaga et al., 1976; Salaj, 1995)).

As to deposits of low-percentage bauxites, their preserved remnants (Mojtín, Riedka, Svinské chlievy, Chmelisko, Malá Čierna) are insignificant. Obviously relatively the largest deposit was near the village Chmelisko, but this was nearly completely exhausted in the time of World War II.

The largest part of bauxite deposits from the Strážovské vrchy Mts. was eroded throughout the Lower Eocene humid period and redeposited mainly into the Central Carpathian Súľov Paleogene. Therefore the Súľov Conglomerates in the fresh-water Svinské chlievy Formation are distinctly carmine-red coloured. This colouring is, however, not present in the Súľov Conglomerates which deposited under marine conditions. The middle and upper parts of the formation are mainly concerned by the study.

Eocene-Oligocene

The prevailingly carbonate sedimentation of reef and coral-algal limestones with distinct thermophile fauna and flora in warmed Middle Paleocene to Lower Eocene shallow-water environment was taking place in the area of the Myjavská pahorkatina Upland and the whole Peri-Klippen Zone.

For considering development of paleoclimate throughout the Eocene as the most suitable sediments these of the Súľov Paleogene are shown, belonging to the Central Carpathian development. A relatively very rapid transgression of this development was taking place in the lowermost Eocene. There are coarse detrital transgressive limestones to carbonate conglomerates with distinctly thermophile tropical microfauna of larger foraminifers of the *Alveolina ruetimeyeri – Alveolina oblonga* Zone proved near Mojtín (Samuel and Salaj, 1963). This zone unambiguously determines the Ypresian base and/or Illerdian base. Moreover, this base is proved stratigraphically also near Riedka and Chmelisko not far from Pružina.

The bulky overlying complex about 500–700 m thick is formed by the Lower Eocene Súľov Conglomerates. The Middle-Upper Eocene is formed by flysch of the Domaniža Formation (Samuel, 1972), which is passing into the Lower-Middle Oligocene in the Rajecká kotlina depression. In the Eocene part of the Domaniža Formation there are several, up to 50 m thick passages of conglomerates, deposited in consequence of large, often repeating inundations. At the Eocene-Oligocene boundary is a regression passage, of sandstones from Konská, about 10 m thick.

For considering development of the paleoclimate throughout the Lower Eocene, corresponding in absolute time scale to a time section of 6 Ma, the banded Malenica Limestones and/or Malenica Onyxites are the most important (Salaj, 1993). They are fresh-water limestones precipitated from flowing brook waters, forming 13 proved layers in the Súľov Conglomerates of the Svinské chlievy Formation. These permit to express some relevant knowledge:

– The essential part of the Súľov Conglomerates, mainly in the SE part, was deposited under lacustrine conditions, in the NE part of the Súľov Rocks under prevailingly marine shallow-water neritic conditions, as proved by thermophile fauna of larger foraminifers, algae and corals (Köhler, 1967). It occurs in several organo-detrital sandy limestones, in horizons not only of the Lower, but also Middle-Upper Eocene (Samuel et al., 1972; Šalaga et al., 1976). In several Middle Eocene horizons also algal-coral limestones with abundant discocyclines are present (Samuel and Salaj, 1968).

– The laminated fresh-water Malenica Limestones with dark and light-coloured laminae throughout the Lower Eocene prove alternation of warm summer (obviously monsoon seasons and winter, relatively cold seasons (sinter type of limestones).

– The hot summer season accompanied by regular warm monsoon rains were of destructive effect on bauxite deposits, dissolved them, which precipitated from colloids secondarily then. In dark bands two-colour types of laminae are present, carmine-red and dark-brown. We interpret, the carmine-red bands as result of imperfect dissolution of bauxites and terra rossa to colloids in colder waters. They are found in the four lower horizons of the laminated Malenica Limestones and are also bound to layers of pinkish-coloured fresh-water clays, which form three horizons, about 30–50 cm thick, in the lowermost part of the Svinské chlievy Formation (Salaj, 1991). Approximately in the middle part of the Súľov Conglomerates of the Svinské chlievy Formation 5–6 horizons of fresh-water banded limestones with dark-brown laminae are found. We interpreted them so that the colloids of bauxites, before being precipitated in sediments, were dissolved in essentially warmer waters. In the upper part of the Svinské chlievy Formation in fresh-water banded limestones (4–5 horizons) in various ratios of alternation the dark-brown as

well as reddish-carmine laminae are found. For knowledge of paleoclimatic development these limestones were studied on the basis of stable O and C isotopes (Repčok and Salaj, 1998) from dark laminae of two horizons from the Malenica Limestones and it has been shown that seasonal temperatures in the Lower Eocene varied around 27° and 32°.

– We take into consideration from the mentioned above that in the lower part of the Svinské chlievy Formation only the laminated Malenica Limestones precipitated earlier in the colder time section of the Lower Eocene are found, so on the basis of thickness of the formation and rate of sedimentation it results that this colder part of the time section lasted about 2 Ma. Therefore for us it is not surprising at all that at the base of the Eocene whether in the Žilina Formation in the ares of Hradisko or in the strata underlying the transgressive Súľov Conglomerates the marls (localities Hričovské Podhradie, Súľov) contain the microfauna of the *Morozovella simulatilis – Morozovella subbotinae* Zone of the lowermost Eocene in which planktonic foraminifers have prevailingly sinistral tests.

– Distinct rain periods practically troughout the Lower and/or even Middle Eocene caused distinct and rapid outwashes as well as the transport of pebble material at short distance into a large intermontane lake, in its connection also into a sea lagoon with normal salinity. So many conglomerate cycles originated, not only in the Lower, but also in the Middle Eocene.

– It is therefore completely evident that on the basis of analyses of sedimentation conditions in the Lower Eocene periodically distinct water level oscillations were taking place. When the water level was distinctly sinking, mainly in the lacustrine part, on the dried up surface of lacustrine sediments brooks were flowing then and/or smaller lakes were forming, from water of which the mentioned fresh-water Malenica Limestones and/or Malenica Onyxites precipitated (Salaj, 1991, 1993).

– Duration of these terrestrial periods on the basis of thickness of the Malenica Limestones and amount of laminae was varying from several years to several 100-s of years. If one of the documented horizons of fresh-water limestones is of thickness 1.30 m, so the longest terrestrial period in the Lower Eocene lasted several thousands of years.

– In the time of Eocene inundations there were also great outwashes of plant substance. This is testified by the amount of coal chaff and carbonized fragments of woods. This is manifested in formation of coal clays in Lower Eocene detrital limestones at the Jablonové quarry, rich in larger foraminifers, which were studied by Samuel et al. (1972). A further Lower Eocene layer of coal is mentioned by Andrusov (1959) from Hričovské Podhradie.

– It is evident that fast outwashes of detrital material into the Súľov basin, proximity of coast as well as often contaminated surficial waters hindered development of planktonic microfauna, of calcareous benthos and agglutinated foraminifers, which are relatively little represented in the prevailing part of the studied formations.

– A quiet period and low sedimentation, i. e. without supply of detritus, is represented by sedimentation of red marls, about 20–30 m thick, in the lowermost Lutetian, which contain a rich planktonic, benthic calcareous and agglutinated microfauna. There are rich associations of foraminifers from the *Turborotalia (Acarinina) bullbrooki* Zone (Samuel and Salaj, 1968), however, described as the *Turborotalia (Acarinina) crassata densa* Zone, because these authors incorrectly considered the species *Turborotalia (Acarinina) bullbrooki* (Bolli) as synonym of the species *Turborotalia (Acarinina) crassata densa* (Cushman).

– It is necessary to mention that in variegated marls there are present the layers of sandy limestones with rich fauna of Lower Lutetian larger foraminifers, mainly nummulites, being studied by Vaňová (1964). Shallowings, taking place due to sea level oscillations, testify to interval periods with warmed waters, which consequently contributed to development of thermophile fauna biotope of larger foraminifers and lithothamnia.

– On the contrary, in the Upper Lutetian of the Prečínska kotlina depression, but in unquiet environment, was also sedimentation of red, but highly sandy marls and claystones. These are very poor in microfauna of the *Reticulophragmium amplectens* horizon and many horizons are completely sterile. There was obviously their relatively rapid cyclic inundation sedimentation in short time and in relatively shallower-water environment. We tend to the opinion that paleoecological conditions for development of microfauna were very unfavourable, practically in the whole passage of the mentioned red sandy marls and claystones.

– Pelagic, but not deep-sea sedimentation with rich planktonic psychrophilous microfauna was taking place in the Lower Lutetian during sedimentation of variegated marls, relatively also with rich benthic microfauna of calcareous foraminifers. Further on, pelagic sedimentation was throughout the lower part of the Upper Eocene with the difference that in this section was rich development of more or less tropical microfauna of the *Globigerinatheka semiinvoluta* Zone, mostly proved in the Rajecká kotlina depression (Andrusov et al., 1962). It is, however, necessary to add that distinctly tropical species of genera with highest level way of planktonic life *Hantkenina* and *Cribrohantkenina* are missing here. It seems that rather the existence of unfavourable paleoecological conditions (probably promixity of coast) is concerned there why their development was not taking place, as forms of the mentioned genera are known from the Flysch Belt Eocene of Moravia (Hanzlíková and Švábenická, 1983, p. 143) where the time section between the *Globigerinatheka subconglobata* and *Globigerinatheka semiinvoluta* Zones was warmest. The upper part of the Upper Eocene to Middle Oligocene of the Súľov Paleogene, as a consequence of distinct shallowing and isolation of the basin, is characterized by distinct impoverishment of all types of foraminifer microfauna. Moreover, so far as planktonic foraminifers are present, types with sinistral tests are predominating. Thus it is evident that as a consequence of colder paleoclimate of the temperate zone, compared to the lower part of the Lower Oligocene of the Rajec and Eastern part of Žilina tectonic depressions, water masses were essentially colder in that period (Salaj, 1993).

The planktonic, more or less Arctic Lower-Middle Oligocene microfauna, besides the index fossil *Globigerina postcretacea* Mjatlyuk, is represented by the species: *Globanomalina evoluta* Subbotina, *Globanomalina micra* (Cole), *Globigerina pseudoedita* Subbotina, *Globigerina danwillensis* Howe and Wallace, *Globigerina officinalis* Subbotina, *Globigerina liverovskae* (Bykova), *Globigerina ouachitaensis* Howe and Wallace and *Chiloguembelina gracillima* (Andreae).

c) The Biele Karpaty and adjacent Czorsztyn sedimentation zone (Púchov area)

In evaluation of paleoclimate reflection on development of sediments in these zones we meet the considerable problems. These result from the relatively considerably lacking foraminifers and/or poorly preserved and largely recrystallized various types of foraminifer associations. This was mainly caused by unfavourable paleoecological conditions as a consequence of turbidity and/or inundation sedimentation in various types of the sedimentation environment. In this direction we have most data from the works by Polish authors. They are mainly Bieda (1969), Geroch and Nowak (1984) as well as a complex of works edited in Kaminski et al. (1993).

In the study of solution of this problem, besides the analysis of foraminifer associations, the author also took into account washing encountered through mesh eyes with 0.008 mm average, then thin sections from various facial types as well as various results from field observations carried out with mapping works. The problems are considerable and mainly concerning the names of individual facies. When distinguishing them there are not uniform criteria and/or it is very difficult to delimit individual facies types in the frame of used names without errors when they are established. The research concerns certain selected parts of Upper Senonian and Paleogene sequences from the Czorsztyn, Biele Karpaty, Bystrica and Rača units.

In the Czorsztyn (including the Fodorka area of sedimentation) and partly Biele Karpaty Mts. area of sedimentation in the area of Kvašov – Dolná Breznica and Horná Breznica, Červený Kameň and Lednica there are mainly sediments of Kvašov development (Salaj and Began, 1983), to which we pay attention.

On the basis of faunistic-floristic and facial analysis the author came to the conclusion that there is a development, which deposited in a closed regressive basin with lagoonal-lacustrine to marshy, distinctly shallowing sedimentation regime. The flysch Jarmuta Formation with several layers of exotic conglomerates is concerned. This is divided by the Beloveža Formation of red clays into two parts. In the lower part of the formation (Upper Campanian-Maastrichtian – Middle Paleocene) in foraminifer associations the specimens of the shallow-water species *Nothia robusta* (Grzybowski) are prevailing. Subordinately also individuals of the species *Carpathiella ovulum gigantea* (Geroch), *Rhizammina* sp. and *Rhabdammina* sp. are present. Besides sporadical redeposited globotruncanes and orbitoid foraminifers coming from emerged parts of the Czorsztyn sedimentation area no other microfauna, i. e. neither calcareous benthos, nor plankton, is present. The great amount of coal chaff on bedding surfaces of the Jarmuta Sandstones testifies to rain seasons. Lacking hieroglyphs and/or their absence could indicate a relatively slow supply of detrital material, thus sedimentation in a distinctly closed and at the beginning also lagoonal environment.

Calming down and/or termination of Laramide activity, most probably in the Middle Paleocene as well as carrying down from weathered laterite and red paleosoils would testify to slow supply and very quiet sedimentation of the red Beloveža Upper Paleocene claystones with rich and shallow-water microfauna of agglutinated foraminifers from the *Carpathiella ovulum ovulum* Zone (small forms). Therefore it is possible to explain completely lacking calcareous benthonic and planktonic microfauna in these sediments. The author tends to the opinion, expressed by Bieda (1969), of lagoonal to freshwater origin of the associations exclusively formed by agglutinated foraminifers, such as are also in sediments of Kvašov development.

Lower to Middle Eocene flysch sediments have also layers of conglomerates (e. g. in the area NW of the Vršatec klippes and near Hatné). In these, besides redeposited Upper Senonian orbitoid foraminifers, also small redeposited nummulites and discocyclines are present. In claystone, sometimes red layers, only an agglutinated microfauna is found, mainly represented by species of the genera *Glomospira* Rzehak, *Trochamminoides* Cushman, *Rhabdammina* Sars and *Nothia* Pflauman. This type of microfauna is generally known from the Lower Eocene (Jednorowska in Bieda, 1969; Salaj and Samuel, 1984). The higher part of the Kvašov development flysch formation is sterile on microfauna.

From paleogeographical point of view south of this development in the Czorsztyn zone in the part overlying the Lower Campanian Pustelná Marls of the Czorsztyn Succession in the Jarmuta Formation fine-grained calcareous sandstones are developed, in places with layers of red marlstones with Upper Campanian microfauna. Higher up, obviously in the regressive Maastrichtian-Middle Paleocene Formation, redepositions of orbitoid and planktonic Upper Senonian foraminifers are present. From agglutinated foraminifers in the formation under study an association of foraminifers with prevalence of the species *Carpathiella ovulum gigantea* (Geroch) is found. The overlying variegated Upper Paleocene-Lower Eocene Beloveža Claystones also contain only agglutinated microfauna with dominant position of small specimens of the species *Carpathiella ovulum ovulum* (Grzybowski). We interpret scarce redepositions of larger foraminifers (small nummulites and discocyclines) and lithothamnia as coming from the northern margin of the Drietoma sedimentation area (Hoštiná Succession) situated south of the Kysuca sedimentation area (Salaj and Began, 1983; Salaj, 1987, 1995; Rakús and Marschalko, 1997). Its secondary approachment, as a consequence of thrusts with approachment of sedimentation areas and formation of the Drietoma cordillera resulted in supply of detrital material from the

south into the Kvašov sedimentation basin. The mentioned emerged and erosion-levelled area of the cordillera zone must have been covered by lush vegetation. During monsoon rains and inundations a rich plant material was supplied into the Kvašov lagoonal-lacustrine to marshy area of sedimentation. The supply of plant substance was interrupted in the Upper Paleocene to lowermost Eocene as a consequence of a calmer paleoclimatic period. Sedimentation of the red Beloveža Claystones was taking place. We suppose that they formed by precipitation of water-soluble colloidal particles derived from red paleosoils and/or laterites and bauxite horizons. There was very slow sedimentation, making possible rich development of agglutinated foraminifers. We may put this period into connection with an analogous, but terrestrial period of the Strážovské vrchy Mts. in that time.

As to the northern margin of the Kvašov basin, this was probably at the same time the southern margin of the Biele Karpaty sedimentation area.

A considerably different development of the Paleocene--Eocene cycle of sedimentation is concerned. In the section between the Bolešovská dolina valley – Horné Sŕnie and the group of Vršatec klippes and the area of Hatné in the Middle-Upper Paleocene and Lower Eocene the carbonate flysch deposited under shallower-water shelf conditions. This would be testified by rich development of bryozoans, lithothamnia, larger as well as smaller benthonic calcareous foraminifers. The supply of detrital quartz was limited in favour of a rich supply of carbonate material, including olistholites (e. g. the Bolešov klippe). The author interprets the origin of this material as coming from the emerged Biele Karpaty cordillera (Salaj, 1987) with Mesozoic series of the Czorsztyn Succession as well as Fodorka Succession. Regarding the presence of several horizons of agglutinated foraminifers in this carbonate flysch, the author tended to use the name Svodník Formation. This term, however, does not express entirely the character of this formation as we know it from the original definition (Pesl, 1968).

The higher Zlín Formation and/or Bystrica Formation (common in its development as in the Biele Karpaty, Bystrica and Rača units) overlying the so-called Svodník Formation occurs in the Biele Karpaty unit only sporadically, in the section Udiča-Hatné. Here it is reduced by a distinct tectonic line.

d) Bystrica and Rača sedimentation zone of the Javorníky Mts.

Paleocene-Lower Eocene

In grey, greenish to brownish claystone layers of the Solán Formation of the Rača unit with prevalence of sandstones and conglomerates (in Moravia they also represent the Middle Eocene, cf. Maheľ et al., 1962, p. 136) the sporadically agglutinated foraminifers are found. The presence of the species *Carpathiella ovulum ovulum* (Grzybowski), would most likely testify to an Upper Paleocene age, mainly of the middle part of the Solán Formation. In this part of the formation the variegated, prevailingly red claystones are practically sterile in microfauna. Sporadically very small individuals of the species *Rhabdammina* sp. are present. In washings, in several horizons terrestrial terrigenous material is present. These variegated claystones, thickness of which is about 20–25 m, were probably deposited very rapidly and therefore obviously no, even agglutinated, microfauna could have developed.

In the upper part of the Solán Member of the Rača unit as well as in the Beloveža Member of the Bystrica unit in claystone layers no foraminifers are present.

In washings, similarly as on bedding surfaces of sandstones is an extraordinarily rich plant chaff and carbonized fragment of plant remmants. Moreover, in both cases in these formations the author proved the presence of 20–40 cm thick layers of bony coals with coal partings.

These sediments would confirm that in that time section there was a tropical and humid paleoclimate. The paleoflora from this time section was studied by Snopková (1977) and also proves the mentioned paleoclimate. In Europe this problem was studied by Oberhansli (1996).

On the basis of lithostratigraphical analysis sedimentation of the Solán and Beloveža Formations was taking place in an environment with development from the lagoonal-lacustrine to marshy environment. The water regime of this environment was well supplied by higher influx of fresh waters with a plenty of plant substance. During sedimentation of the red Beloveža Claystones this supply was interrupted. It seems that the monsoon rains could have been markedly restricted as a consequence of a drier and warmer paleoclimate.

Middle-Upper Eocene

The Bystrica and/or Zlín Formation of the Bystrica and Rača units.

The transitional beds passages from underlying complexes of these formations, represented by various facial types of flysches, are without microfauna and/or sporadical microfauna is present only, including Lower Eocene agglutinated foraminifers (Hanzlíková in Maheľ et al., 1962, p. 136). On the contrary, from the base of the Bystrica and/or Zlín Formation we observe a distinct change.

This change is caused mainly by onset of marine sedimentation regime, as a consequence of distinct and rapid rise of sea level. This is in the first place proved by abundance of glauconite, from the very base of the mentioned formations, already documented by Eliáš (in Maheľ et al., 1962, pp. 136–140).

The fundamental question, which arises before us, is why the studied facies types including the Lanské Claystones and/or sandy types, represented by the Vsetín and Kýčera members, are very poor in fauna and/or sterile. Is it not a consequence of various secondary changes after their death?

1) It is mainly necessary to take into consideration that in the majority of samples, claystones, argillaceous and cherty limestones as well as various types of sandstones, very fine fish skeletal remnants and remnants of monaxo-

nic, triaxonic, tetraxonic and polyxonic sponge spicules, of very small dimensions, practically visible in greater magnification only, are found. These were taking part in diagenesis of rocks to a significant extent. Practically hard, predominantly, in places as would be cherty types of radiolarian, the rocks with hard splintery disintegration originated.

It is evident that forms of sponges in the Eocene of the Flysch Belt had optimum conditions for development and formed rich and considerably resistant growths on the sea floor, 100–200 m deep, of that time, which as a consequence of rapid turbidity transport of detrital material were not always destructed and could very quickly renew their turbidity-damaged paleobiotope.

2) Life of the floor of seas, not deep in that time, was taking place in distinctly Fe-oxidation environment. This is confirmed by pelosiderites and ferric concretions, often of microscopic dimensions, mostly preserved as ooids. These originally formed as secondary envelope of dead planktonic foraminifers fallen to the sea floor. As to nannoplankton, so this was practically not affected by this Fe-oxidation process. This is confirmed by its abundant presence in the formations under study (Salaj, 1998; Salaj et al., 2002).

The high content of ferric colloids in water masses may be explained as a consequence of inundation transport of material derived from weathered lateritic and red paleosoils of emerged areas.

3) From benthic foraminifers the very small specimens of species of the genera *Rhabdammina* Sars and *Rhizammina* Brady were found, to which, as the only representatives of agglutinates foraminifers, these conditions of paleoenvironment of that time were suitable. This paleoenvironment was obviously unsuitable for other benthonic paleobiotopes, including calcareous benthic foraminifers. Development of calcareous benthos, so far as this is preserved, we observe as late as the Upper Eocene. The various types of worm tubes were practically found throughout the Eocene.

4) Planktonic foraminifers in the Middle and Upper Eocene reached considerable development, but these predominantly (outside the Upper Eocene *Globigerinatheka semiinvoluta* Zone) after their death, as a consequence of formation of limonite ooids and their recrystallization in newly formed cores, were completely destructed except scarce finds. Sometimes in these ooids, after their breaking, we are finding a negative mould of planktonic foraminifer. Similar was the fate also of radiolarians, the existence of which is proved from several horizons. They are mostly together with sponge spicules in cherty limestones of the planktonic *Globigerinatheka semiinvoluta* Zone, present in the *Globigerina* Marls of the Rača unit.

Most often development of planktonic foraminifers corresponding to the interval of the *Globigerinatheka semiinvoluta* Zone took place in a basin, in which the paleoenvironment on the sea floor was reductional with abundance of pyrite and manganese, without conditions for development of benthonic agglutinated as well as calcareous foraminifers. Planktonic foraminifers were pyritized after death and deposition. In the course of long-term diagenesis their tests were prevailingly destroyed, as, for instance, in the area of the Súľov type Paleogene (mainly the area of the Rajecká kotlina depression) and at many places of the Central Carpathian Paleogene (e. g. in the strip Terchová – Zázrivá). Foraminifers of the *Globigerinatheka semiinvoluta* Zone were encountered in boreholes investigated by Šalaga et al. (1976).

If the *Globigerina* Marls of the *Globigerinatheka semiinvoluta* Zone are generally well documented in the Rača unit of the Javorníky area, so their existence neither in the Bystrica, nor in the Biele Karpaty unit has been proved. Always a flysch development is concerned when the state of preservation of planktonic microfauna, as already mentioned, is very poor.

5) The upper part of the Upper Eocene, corresponding to the *Globigerina officinalis* Zone, is interesting in agglutinated foraminifers having not been proved so far. On the contrary, in the Eocene calcareous benthos starts to appear first. There are mainly representatives of the genera *Cibicides* de Monfort, *Anomalina* d'Orbigny and *Eponides* de Montfort. Extraordinarily abundant are individuals of the species *Bolivina antegressa* Subbotina.

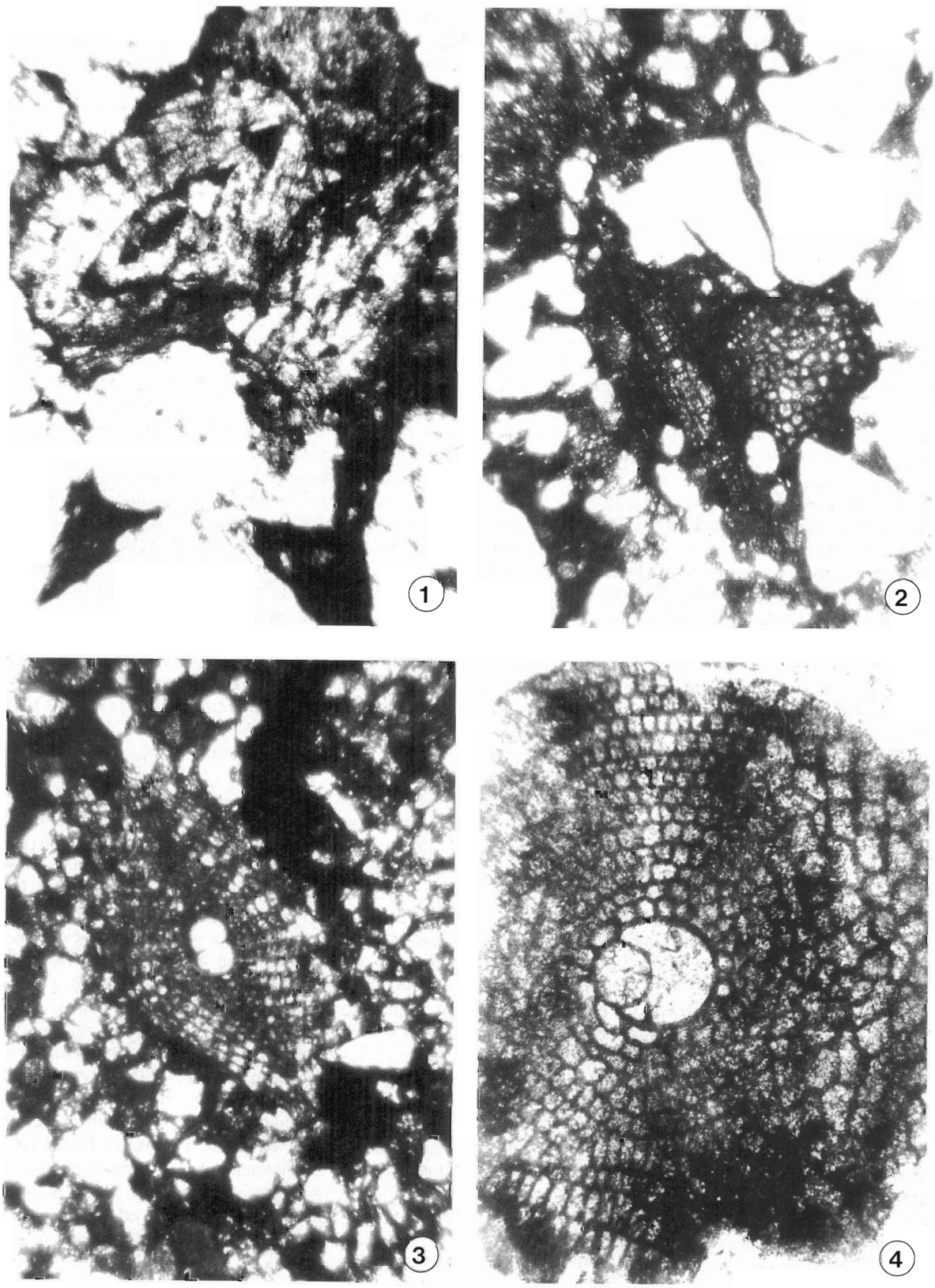
Another case of anoxic (reductional) environment is represented by sedimentation of the highly bituminous fine laminated Menilite Shales from the Eocene-Oligocene boundary with relatively frequent occurrence of pyrite and with abundantly preserved fish remnants. So far as in the Menilite Shales a microfauna is preserved, there are only planktonic foraminifers with *Globigerina officinalis* Subbotina in the uppermost Eocene and with *Globigerina postcretacea* Maslakova in the lowermost Oligocene (Samuel and Salaj, 1968). For benthic foraminifers which are not present, there were no paleoecological conditions favourable for their development.

It should be remarked for completeness of the problems that in the Polish Outer Carpathians (Geroch and Nowak, 1984) with the sedimentation of the Menilite Shales a marked impoverishment of the microfauna sets in. Interesting data are available on the presence of redeposited larger foraminifers in the layers.

From the Menilite Shales in the Skole Unit of the Outer Carpathians (Olszewska, 1984) the associations of foraminifers exclusively represented by planktonic and benthic calcareous foraminifers are known. Other characteristic organic remains include pyrite casts of diatoms, pteropods and fish skeletons. As mentioned by Olszewska (1984, p. 55) "the depth preferences of the species occurring here indicate an environment well above the calcite compensation depth and pyritization of organic remains – a somewhat stagnant water regime".

6) As to the fauna of larger Middle-Upper Eocene foraminifers of the Magura Zone (forms of the genera *Nummulites* Lamarck, *Discocyclina* Guembel, *Actinocyclina* Guembel and *Operculina* d' Orbigny) we are finding these mainly as redeposited ones from the archipelago zone in sandstone and conglomerate horizons (Pl. 1, Figs. 1–4).

There is the question, from where this fauna is derived. Its transport from SE, thus the Klippen and Peri-Klippen



Pl. 1. Reworked larger foraminifers in sandstone horizonds of the Bystrica Flysch Fm. of the Bystrica unit (Javorníky Mts.). 1 – *Nummulites* cf. *burdigalensis* de la Harpe x47, 2 – *Asterocyclina* cf. *stellata* d'Archiac x47. Loc. Kočí hrádok. Age: Lower part of the Lower Lutetian. Figs. 3–4 – *Orbitoclypeus douvillei douvillei* (Schlumberger) x35, x70. Loc. Škaredá (studied by Köhler and Salaj, 1999). Age: Upper part of the Lower Lutetian.

Belts region is necessary to exclude as the Middle-Upper Eocene microfauna of larger foraminifers has not been proved. This is also the reason, why the author tends to the opinion of the existence of an archipelago zone with nummulite fauna in the Flysch Belt, expressed by Bieda (1969). With regard to the fact that redepositions of larger foraminifers are in sediments of the Rača as well as Bystrica unit, the author places the existence of this shallow--water carbonate archipelago zone into an area, which should have been situated between the Rača and Bystrica unit (Javorníky Mts.).

In it the sediments, mainly represented by the facies of shallow-water limestones, formed as we are finding their fragments with larger foraminifers, then pebbles to blocks of these limestones in the Bystrica and/or Zlín Formation. Gradual emerging of this shallow-water Upper Paleocene-Lower Lutetian carbonate platform was taking place above sea level, connected with erosion of the carbonate platform, obviously resulted in closing of the Bystrica basin in the uppermost Lutetian to lowermost Upper Eocene (= base of the Bartonian), the preservation of only juvenile stages of redeposited planktonic foraminifers would testify it. These could have reached the closed basin from the Rača sea basin only in finest suspension transported by marine water masses in the frame of strong flows and/or storms (cyclones). In this time section there was no sedimentation of ferric oxide in the closed basin, thus even limonite ooids were not formed. Therefore this nepionic microfauna could have been preserved. Besides sponge spicules and sporadical forms of the genera *Rhizammina* Brady and *Rhabdammina* Sars no other micro- and macrofauna is documented in this short time section.

As to the occurrence of original paleobiotopes of larger foraminifers in flysch sediments, it is necessary to admit this possibility. Primarily mainly sediments bound in their origin only to the shallow-water neritic zone in close linking to the mentioned carbonate platform would be concerned. This would also be confirmed by abundant glauconite in these horizons with fauna of larger foraminifers. The oldest Lower Lutetian horizon with nummulites is proved by Köhler (oral communication) near the village Kolárovice. At present this author is dealing with detailed study of larger foraminifers from the Magura Flysch Zone in the middle Váh river valley (Javorníky area).

7) In the study of problems concerning location of the destructed carbonate nummulite platform the author also paid attention to other rock material, which is found in washings derived from samples taken from the Bystrica and Rača units (Salaj, 1998).

Besides fragments of Lower Lutetian nummulite limestones in washing of the studied samples uncommonly abundant fragments of crystalline schists as well as fragments of dark Carboniferous shales and anthracite coal are found. Therefore the consideration seems to be logical that in the substratum of the destructed carbonate platform in the archipelago zone of that time was a formation of the Carboniferous and crystalline rocks.

8) The presence of not redeposited representatives of the genera *Orbitoclypeus* Silvestri and *Asterocyclina* Guembel (*Orthophragmininae* Wedeking) (Köhler and Salaj, 1999) is proved in the external marginal zone of the Bystrica Unit (at the boundary with the Rača Unit) in shallow-water Early Lutetian flysch sediments, belonging to the *Globigerinatheka kugleri – Globigerinatheka mexicana* Zone.

This may be interpreted as originally adjacent to the already mentioned carbonate archipelago platform.

For completeness it should be noted that a perfect and complete development of the individual groups of larger foraminifers is known from shallow-water sediments of the Paleogene in the Myjavská pahorkatina Upland, Súľov type Paleogene and mainly from the Central Carpathian Paleogene (Samuel and Vaňová, 1967; Köhler, 1961, 1995). These practically represent all known zones of individual groups of all foraminifers, studied in detail mainly from the Alps, Pyrenees and Balkans by Hottinger et al. (1964), Hottinger (1960), Drobne (1977), Barnolas et al. (1990).

These shallow-water sediments from all these mentioned regions of the Northern Mediterranean biogeoprovince were deposited in the paleoclimatic warm-subtropical, but distinct humid zone. It is important that the process of evaporitization, known in the Southern Mediterranean realm region of North Africa and adjacent Arabian Peninsula, was not taking place here. On these territories development of larger foraminifers in the Upper Paleocene–Lower Eocene was unfavourably influenced by the distinctly heated shallow-water and hypersaline regime of sea water masses. This was also the main reason why the paleobiotopes of larger foraminiers of the Northern Tethyan Mediterranean realm are predominantly missing in the Southern Tethyan Mediterranean realm (Salaj, 2000).

Conclusion

The presented analysis of probable paleoclimate development in the time section of the Paleogene in the Middle Váh river valley is carried out on the basis of biofacial analysis, paleobathymetrical development of marine lagoonal-marshy and continental sediments. The basis of this analysis is relation and representation of benthonic and planktonic microfauna in various types of associations as well as their state of preservation in relation to paleoenvironment.

In planktonic foraminifers the mutual relation of dextral and sinistral tests is taken into consideration. The presence of Fe-oxides in marine Middle-Upper Eocene sediments in the Bystrica and/or Zlín Formation of the Bystrica and partly also Rača unit was of very unfavourable influence on preservation of planktonic foraminifers, which were nearly completely destructed by the process of Fe-oxidation. In this environment benthonic calcareous foraminifers had practically no possibility of living. So distinctly impoverished associations, so far as preserved, are not permitting to trace phylogenetic relations of individual groups and, moreover, in sorted associations and/or in thanatocenoses we have not present all growth stages of the individual species. This fact did not permit to choose suitable groups of benthic or planktonic genera in relation to their phylogenetic development and to carry out on them measure-

ment of oxigen and carbon isotopes known and studied from other areas (Keller, 1995; Shackleton et al., 1985). There also was not possible to carry out magnetostratigraphical correlation works, as recently being done by Berggren and Aubry (1996). In near future, however, it will be possible to carry out these works in Paleogene sediments of the Peri-Klippen Belt and Central Carpathian Paleogene.

For the study of paleoenvironment the benthic foraminifers are important (Grzybowski, 1884). They are known from two extreme environments, from deep-sea (Geroch and Novák, 1984; Geroch and Olszewska, 1990) through shallow-water, lagoonal-lacustrine environment to intertidal marshes (Bieda, 1969; Alve and Murray, 1995).

Moreover, in the deeper sedimentary paleoenvironment, predominantly either represented by Fe-oxidation or anoxic reductional conditions, benthonic as well as agglutinated, also calcareous foraminifers had no conditions favourable for their life and therefore they were not living there primarily. It is therefore necessary to revalue up to present considerations about depth (not very deep) conditions of agglutinated foraminifers.

In the studied area (Súľov, Biele Karpaty and Javorníky Mts.) the attention was paid just to the study of lagoonal--lacustrine to marshy types of agglutinated foraminifers, found in this area with their range from the Upper Senonian to Lower Eocene. Their development was obviously made possible by very favourable salinity in these shallow--water basins, which was higher than in deep-water basins, so as already Shackleton et al. (1985, p. 322) called attention to this fact, I quote: "It is reasonable to assume that as today, low-latitude surface waters had a higher salinity than the deep waters". And on the basis of new knowledge it may be added that if in these shallow-water basins was very quiet sedimentation and there was not rapid supply of detrital material into their original paleoenvironment, agglutinated foraminifers had ideal paleoecological conditions for their development. Moreover, it may be added that also a warmer water paleoenvironment did not hinder this favourable development, but vice versa, rather supported it very much, what would be confirmed by great diversification of genera and variability of species, which we can observe in the red Beloveža Claystones of the Kvašov Development.

If distinct shallowing as a consequence of the Laramide and late Laramide phase of folding (Köhler and Salaj, 1997b) was distinctly manifested at the Cretaceous-Paleocene and Paleocene-Lower Eocene boundaries, so most distinct shallowing was in the Lower Eocene on the one hand (formation of bony coals and coal partings in marshy environment) and shown at the boundary of the Upper Lutetian and lower part of the Bartonian (Papazzoni, 1994). Tectonic activity in this time section resulted in destruction of the nummulite Upper Paleocene–Lower Eocene carbonate platform. The author supposes its existence at the boundary of the Bystrica and Rača sedimentation area. This is confirmed by the amount of redeposited fauna of larger foraminifers and carbonate pebbles with nummulites, orthophragminas and discocyclinas in flysch sediments of both tectonic units.

References

Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F & Michel, H. V., 1980: Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science (Washington), 208, pp. 1095–1180.*

Alve, E. & Murray, J. W., 1995: Experiments to determine the origin and paleoenvironmental significance of agglutinated foraminiferal assemblages. *In: M A. Kaminski, S. Geroch & M. A. Gasinski (eds.): Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera, Kraków, Sept. 12–19, 1993, Grybowski Foundation Special Publ., 3, 11 p.*

Andrusov, D., 1941: Výskum bauxitovej oblasti Mojtín – Žilina. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Andrusov, D., 1950: Bauxitové ložiská pri Mojtíne. *Geol. Zbor., Bratislava, 1 s.*

Andrusov, D., 1959: Geológia československých Karpát. II. *Vyd. Slov. Akad. Vied, 376 s.*

Andrusov, D., Bystrická, H. & Köhler, E., 1962: Globigerínový horizont v centrálnokarpatskom paleogéne. *Geol. Zbor., Bratislava, 12, 2, s. 179–182.*

Andrusov, D. & Köhler, E., 1963: Nummulites facies et dévelopment prétectoniques des Carpates occidentales au Paléogène. *Geol. Zbor., Bratislava, 14, 1, s. 175–192.*

Barnolas, A., Robador, A., Serra-Kiel, J. & Caus, E., eds., 1990: Introduction to the Early Paleogene of the South Pyrenean Basin. Early Paleogene Benthos First Meeting. Field-trip Guidebook, 3–157. Geominero Espagna, Jaca (Spain).

Berggren, W A. & Aubry, M. P., 1996: A Late Paleocene-Early Eocene NW European and North Sea magnetobiochronological correlation network. *In. R. W O. B. Knox, R. M Corfield & R. E. Dunay (eds.): Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe. Geol. Soc. Spec. Publ., 10, p. 309–352.*

Bieda, F., 1969: Flysch formation in the Tertiary of the Polish Carpathians. *Ann. Soc. géol. Pol., 39, 1–3. pp. 487–514.*

Blondeau, A., 1972: Les nummulites. De l'Enseignement a la recherche Sciences de la Terre, 254 p.

Bolli, H. M., 1957a: The genera *Globigerina* and *Globorotalia* in the Paleocene–Lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad. *B. W. I. U. S. Nat. Mus. Bull., 215, pp. 61–81.*

Bolli, H. M., 1957b: Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando Formations of Trinidad. *B. W. I. U S. Nat. Mus. Bull., 215, pp. 155–172.*

Borza, K., Martiny, E. & Pospíšil, A., 1959: Zpráva o výskume „červenozeme" z oblasti Brezovského pohoria. *Geol. Práce, Spr., 15, s. 169–174.*

Činčura, J., 1987: Climate dynamics in the beginning of neoid geomorphologic state in the West Carpathian Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 5, 601–614.*

Činčura, J., 1988: Epiquasiplatform features of the Central West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 5, pp. 577–587.*

Činčura, J., 1990: Characteristic features of Paleoalpine and Epipaleoalpine landmass of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 1, pp. 29–38.*

Drobne, K., 1977: Avéolines Paléogènes de la Slovénie et de l'Istrie Schweiz. *Paläont. Abh., 99, 132 p.*

Geroch, S. & Nowak, W., 1984: Proposal of zonation for the Late Tithonian-Late Eocene based upon Arenaceous Foraminifera from the Outer Carpathians, Poland. Benthos'83, pp. 225–239. Pau and Bordeau.

Geroch, S. & Olszewska, B., 1990: The oldest assemblages of Agglutinated Foraminifers of the Polish flysch Carpathians. *In: Hembleben, C. et al. (eds.): Paleoecology, Biostratigraphy, Paleooceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera, pp. 525–538.* Kluwer Acad, Publ. Print.

Grzybowski, J., 1884: Mikrofauna piaskowca karpackiego z pod Dukli. *Rozpr Wydz. mat.-przyr Pol. Akad. Umiejet. (Kraków), 2, 29, pp. 181–214.*

Hanáček, J., 1984: Bauxity Slovenska – štúdia. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Hanzlíková, E. & Švábenická, L., 1983: Loc. 20 – Karpentná. Profile in the river bed of Olše. 18th Eur. Coll. Micropal. (excursion guide), Praha–Bratislava, pp. 143–145.

Haq, B. U., Premoli Silva, I & Lohmann, G P., 1977: Calcareous plankton paleogeographic evidence for major climatic fluctuations in the Early Cenozoic Atlantic Ocean. *J. geophys. Res., 82, 27, pp. 3861–3876.*

Hottinger, L., 1960: Über paleocene und eocene Alveolinen. Verkürtze Fassung der Inauguraldissertation. *Eclogae geol. Helv., pp. 265–283.*

Hottinger, L., Lehmann, R. & Schaub, H., 1964: Données actuelles sur la biostratigraphie du Nummulitique Méditerranéen. *Min. B. R. G. M., 28/2, pp. 611–652.*

Kaminski, M. A., Geroch, S. & Kaminski, D. G., 1993: The origins of applied micropaleontology: The School of Józef Grybowski. *Grzybowski Found. Spec. Publ., 1, 336 p.*

Keller, G., 1995: Mass extinction and evolution patterns across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Ann. Mines Géol. (Tunis), 35, pp. 23–57*

Köhler, E., 1961: Die Grossforaminiferen in der Riffkalken des Gebirges Brezovské pohorie. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 12, 1, pp. 17–28.*

Köhler, E., 1967: Grossforaminiferen und Stratigraphie des Paläogens des Rajec und Turiec – Kessels (Westkarpaten). *Náuka o Zemi, Sér. geol., III, 5, 87 s.*

Köhler, E., 1995: Paleocénny rífový komplex v Západných Karpatoch. [Doktorská dizertačná práca.] *Manuskript – archív GÚ SAV Bratislava.*

Köhler, E. & Salaj, J., 1997a: Paleocene–Eocene boundary – its present day conception. *Zem. Plyn Nafta, 41, 3, pp. 161–206.*

Köhler, E. & Salaj, J., 1997b: Time ranging and extend of significant Paleogene events in the central West Carpathians. *Zem. Plyn Nafta, 41, 4, pp. 199–206.*

Köhler, E. & Salaj, J., 1999: Orthophragmininae (large foraminifers) from the Magura Unit – Nízke Javorníky (West Slovakia). *Zem. Plyn Nafta, 44, 73–81.*

Maheľ, M., Brestenská, E., Buday, T., Čechovič, V., Eliáš, M., Franko, O., Hanáček, J., Kamenický, J., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, A., Mazúr, E. & Salaj, J., 1962: Vysvetlivky k predkladanej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXV Žilina. *Vyd. GÚDŠ, Bratislava, 272 s.*

Oberhansli, H., 1996: Klimatische und oceanographische Veränderungen in Eozän. *Z. Dtsch. geol. Gesell., 147, 3, pp. 303–413.*

Olszewska, B., 1981: Paleoecological characteristics of small foraminifers from the Lower Eocene claystones with clinoptilolite from the Polish part of Outer Carpathians. *Biul. Inst. geol., 331. Z badań geol. w Karpatach, XXI, pp. 69–82.*

Olszewska, B., 1984: A paleontological interpretation of the Cretaceous and Paleogene foraminifers of the Polish Outer Carpathians. *Biul. Inst. Geol., 346. Geological research in the Carpathians, XXIV, pp. 8–56.*

Pesl, V., 1968: Litofacie paleogénu v magurské jednotce vnějších flyšových Karpat. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 9, s. 71–118.*

Papazzoni, C. A., 1994: Macroforaminifera and paleoenvironments near the Middle-Upper Eocene boundary in the Mossano section (Berici MZS, Vicenza, Northern Italky). *In: R. Matteuci (ed.): Studies on Ecology and Paleoecology of Benthic Communities. Boll. Soc. paleont. ital., Spec. Vol., 2, pp. 203–212.*

Repčok, I. & Salaj, J., 1998: Distribution of stable O and C isotopes in the freshwater Malenica carbonates. *Zem. Plyn Nafta, 43, 2, pp. 261–263.*

Rocchia, R., Donze, P., Froget, L., Jehanno, C. & Robin, E., 1995: L'Iridium, la limite Crétacé-Tertiaire du site d'El Kef (Tunisie). *Ann. Mines Géol. (Tunis), 35, pp. 103–119.*

Rakús, M. & Marschalko, R., 1997: Position of the Manín, Drietoma and Klape units at the boundary of the Central and Outer Carpathians. *In: D. Plašienka, J. Hók, J. Vozár & M. Elečko (eds.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. pp. 79–97.*

Salaj, J., 1960: Bericht zur Microbiostratigraphie der gossauer Kreide im Gebirge Brezovské pohorie und des Paläogene des Hügellandes Myjavská pahorkatina. *Geol. Práce, Spr., 18, pp. 119–130.*

Salaj, J., 1986: The new Postrugoglobigerina praedaubjergensis zone at the base of the stratotype of the marine Paleocene (El Kef, Tunisia). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 1, pp. 35–58.*

Salaj, J., 1987: Das Rhaet, Seine Stellung im Mesozoikum und die Angenommene verteilung der Einzelnen Sedimentation-Zonen in den Westkarpaten. Miscellanea micropal., II, 1, pp. 123–152.

Salaj, J., 1991: Lacustrine limestone horizons in Súľov conglomerates of the Pružina area and their significance for paleogeographical--tectonical evolution of the area. *Mineralia Slov., 23, 3, pp. 215–222.*

Salaj, J., 1993: The Súľov Paleogene of the Domaniža Basin in the light of new findings. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 44, 2, pp. 95–104.*

Salaj, J., 1995: Klippen and Peri-Klippen belt, Súľov Paleogene and Mesozoic of the northern part of Strážovské vrchy Hills. *Zem. Plyn Nafta, 40, 1, pp. 3–51.*

Salaj, J., 1996: Continental lacustrine sediment in the basement of the Súľov Paleogene. *Zem. Plyn Nafta, 41, 1–2, pp. 117–123.*

Salaj, J., 1998: Odraz paleoklímy v sedimentoch paleogénu stredného Považia. *Zem. Plyn Nafta, 42, 3, s. 171–187*

Salaj, J., 2000: Southern Tethyan development of Larger Foraminifers: Paleogene paleobiofacies in Tunisia and Libya. 2nd Symp. on the Geol. of NW Libya. Nov. 2000. Abstracts, 81–82. Tripoli.

Salaj, J. & Began, A., 1983: Senonian to Paleogene paleogeographic and tectonic development of the Myjavská pahorkatina Upland (West Carpathians, Czechoslovakia). *Zitteliana (München), 10, pp. 173–181.*

Salaj, J., Požaryska, K. & Szczechura, J., 1976: Foraminifera and subdivision of the Paleocene hypostratotypes of Tunisia. *Acta palaeont. pol., 22, 2, pp. 127–190.*

Salaj, J. & Priechodská, Z., 1987: Comparison of the Gosau type of Senonian and Paleogene between the Myjavská pahorkatina Highlands and the Northern Limestone Alps. *Mineralia Slov., 19, 6, pp. 499–521*

Salaj, J., Kysela, J., Gašparíková, V. & Began, A., 1978: Le Danien de la série de Manín de l'Ouest de Žilina et la question de plissement laramique. *Geol. Práce, Spr., 70, pp. 57–81.*

Salaj, J., Puškelová, Ľ., Števula, L. & Holický, I., 2002: Fe-horizons in Carnian- and Eocene- sediments of West Carpathians in Slovakia. *Mineralia Slov., 34, pp. 343-346.*

Salaj, J. & Samuel, O., 1984: Microbiostratigraphic division of West Carpathians Mesozoic and Paleogene. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 9, pp. 13–73.*

Samuel, O., 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu bradlového pásma. *Geol. Práce, Spr., 59, s. 285–298.*

Samuel, O., Borza, K. & Köhler, E., 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians). *Vyd. GÚDŠ, Bratislava, 246 p.*

Samuel, O. & Salaj, J., 1963: Contribution to Paleogene of Myjavská pahorkatina, Vicinity of Považská Bystrica, Žilina and Eastern Slovakia. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 14, 1, pp. 149–163.*

Samuel, O. & Salaj, J., 1968: Microbiostratigraphy and foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. *Vyd. GÚDŠ. Bratislava, 232 s.*

Samuel, O., Salaj, J. & Began, A., 1980: Lithostratigraphical classification of Upper Cretaceous and Paleogene sedimentary rocks of the Myjavská pahorkatina. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 6, pp. 81–111.*

Samuel, O. & Vaňová, M., 1967: New information about southern Slovakian Paleogene. *Geol. Práce, Spr., 41, pp. 41–51*

Shackleton, N. J., Corfield, R. M. & Hall, M. A., 1985: Stable isotope data and the ontogeny of Paleocene planktonic foraminifera. *J. foram. Res., 15, 4, pp. 321–336.*

Shackleton, N. J. & Kennett, T. P., 1975: Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxigen and carbon isotope analyses in D. S. D. P sites 277 and 281 Initial report of the Deep Sea Drilling Project, Leg 29. U. S. Government Printing Office, pp. 743–755.

Snopková, P., 1977: Mikrobiostratigrafia východoslovenského flyša, vnútrokarpatského budínskeho paleogénu Slovenska na základe spór a peľových zŕn. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Šalaga, I., Borza, K., Köhler, E., Samuel, O. & Snopková, P., 1976: Hydrogeologické vrty v rajeckej a súľovskej oblasti. *Region. Geol. Západ. Karpát, 7, s. 1–8.*

Vaňová, M., 1964: Veľké foraminifery z okolia Pružiny *Správy o geol. výskumoch v r. 1963 – Slovensko. s. 124–125.*

Toumarkine, M. & Luterbacher, H. P., 1985: Paleocene and Eocene planktonic foraminifera. *In: H. M. Bolli, J. B. Saunders & K. Perch--Nielsen (eds.): Plankton stratigraphy. Cambridge Univ. Press. pp. 87–154.*

Mineralia Slovaca, 34 (2002), 159–180

Centrálnokarpatský paleogénny bazén – vývoj a depozičné systémy

JURAJ JANOČKO

Štátny geologický ústav D. Štúra, Jesenského 8, 040 01 Košice
Súčasná adresa: Katedra geológie a mineralógie, Technická univerzita Košice, Letná 9, 040 01 Košice

(Doručené 2. 9. 2002)

Central-Carpathian Paleogene basin – evolution and depositional systems

The Central-Carpathian Paleogene Basin represents the northernmost part of the Central Western Carpathians located on the Slovak and Polish territory. Structural research of the basin and sedimentological analysis of more than 3 km thick basin fill suggested a complex tectono-sedimentary history of the basin related to convergence of the North-European platform and Carpathian-Panonnian block. The basin opening started at least in Middle Eocene, when deposition was influenced by strike-slip movement resulted from convergence of the blocks. This stage is recorded by shallow and deep-water sediments with frequent lateral changes of facies and sediment thickness indicating abrupt subsidence and uplift periods. Since the Upper Eocene prevailing extension occurred in the basin. The basin widened southward and gradually flooded former terrestrial, mostly fluvial, alluvial fan and slope deposits. In this stage several types of deep-water depositional systems evolved. It seems that the major role in the basin architecture was played by sediments entering basin laterally. The basin evolution continued well up to the Early Miocene.

Key words: Central-Carpathian Paleogene basin, shallow and deep water deposits, tectonics

Úvod

Plytkovodné a hlbokovodné siliciklastické systémy sa významne zúčastňujú na celkovom objeme sedimentárnych hornín na Zemi. Pochopenie variabilnosti týchto systémov má veľký význam pre základný aj aplikovaný výskum, napr. pre analýzu sedimentárnych bazénov a tektoniky litosférických dosák, predikovanie kombinácií rezervoárov, pascí a tesniacich horizontov v potenciálnych aj v etablovaných uhľovodíkových provinciách (Reading a Richards, 1985), ako aj pre analýzu hydrologických a hydrogeologických pomerov i hodnotenie geodynamických javov. Sedimentárnu výplň morských bazénov iba zriedka tvorí jeden typ depozičného systému. Faktory ovplyvňujúce vývoj týchto systémov, medzi ktoré patrí množstvo a typ dodávaného sedimentu, zdrojová oblasť sedimentov, tektonika a úroveň hladiny mora, sa zvyčajne vo vývoji bazénu menia. Zmeny týchto faktorov sú typické najmä pre bazény v tektonicky aktívnych zónach, v ktorých sa zdrojová oblasť, akomodačný priestor a gradient svahu môžu meniť veľmi rýchlo, a tak podstatne ovplyvňovať typ depozičného systému. Jednou z najdôležitejších úloh výskumu v týchto bazénoch je analýza individuálnych systémov existujúcich počas histórie bazénu.

Jedným zo základných elementov hlbokovodného siliciklastického depozičného systému sú turbidity, ktoré v centrálnokarpatskom paleogénnom bazéne (ďalej CKP bazén) tvoria aj najväčší objem sedimentov. Problematike turbiditov a turbiditných systémov sa venovalo množstvo štúdií od roku 1950, keď sa objavil základný článok Kuenena a Maglioriniho zaoberajúci sa teóriou turbiditov. Ďalšia vlna prieskumu nových uhľovodíkových provincií na celom svete spôsobila recesiu teórie turbiditov a novú snahu porozumieť procesom a produktom gravitačných tokov vyskytujúcich sa v plytkovodnom a hlbokovodnom prostredí. Je prekvapujúce, že len málo štúdií sa venovalo podmorským kužeľom budovaných hrubozrnnými, piesčitými alebo štrkovitými sedimentmi, ktoré sa laterálne pripájajú k axiálnym hlbokovodným systémom, čím značne menia distribúciu, spojitosť a faciálny vývoj týchto systémov. Ich výskyt sa prevažne viaže na tektonicky aktívne oblasti s intenzívnym výzdvihom a úzkym šelfom (napr. svahový lem Brae opísaný Stowom, 1985, turbiditný kužeľ v predoblúkovom bazéne Tyee-Fluornoy, ktorý opísal Chan a Dott, 1983). V istej fáze vývoja podobné podmienky panovali aj v centrálnokarpatskom paleogénnom bazéne.

Relatívne málo deformované sedimenty, dobrá odkrytosť terénu, veľký počet vrtov a seizmických rezov v CKP bazéne umožňujú štúdium sedimentov depozičných systémov, ktoré vznikali počas evolúcie bazénu. Až 4000 m hrubé sedimenty paleogénu sa ukladali prevažne v hlbokovodných depozičných systémoch, hoci závažnú časť tvoria aj plytkovodné sedimenty.

Cieľ štúdie

Hlavným cieľom tejto štúdie je sedimentologická analýza východnej časti CKP bazénu. V práci predstavujeme

náš názor na genézu bazénu, jeho vývoj a s ním súvisiaci vývoj depozičných systémov. Jej súčasťou je aj načrtnutie vzťahov jednotlivých depozičných systémov dôležitých pre aplikovanú geológiu.

Metodika

Na sedimentologickú analýzu CKP bazénu sme použili multidisciplinárny prístup a nasledujúce metódy:

• Štúdium archívu. Využili sme všetky publikované poznatky z oblasti CKP bazénu. Cenné sú najmä publikácie s prvotnými dátami, ktoré sme s odstupom času mohli porovnávať resp. reinterpretovať. Podobne sme zužitkovali aj archívne údaje z radu vrtných a geofyzikálnych prác, ako aj poznatky z najnovších geologických máp z tejto oblasti (Gross et al., 1999; Mello et al., 2000; Janočko et al., 2000).

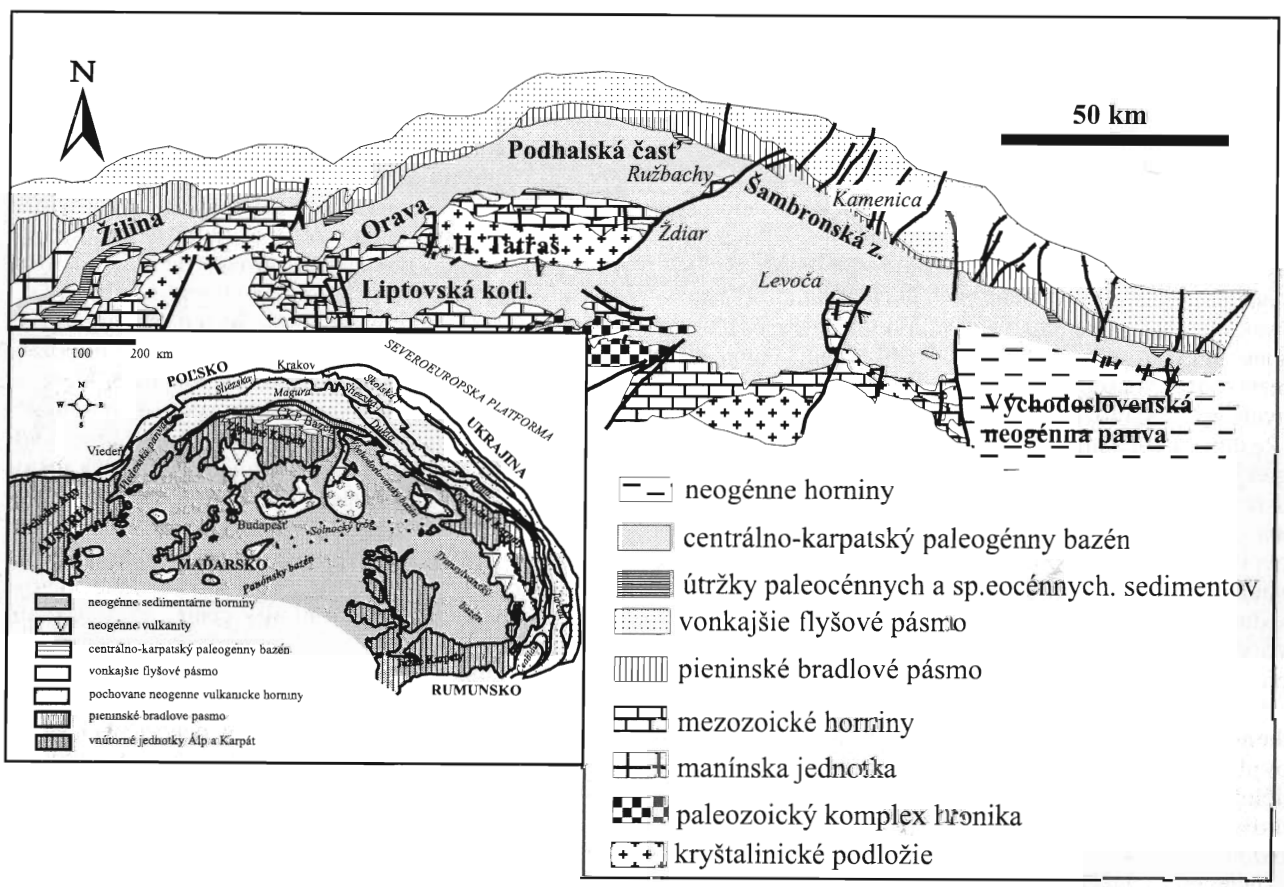
• Geologické mapovanie. Celé územie bolo zmapované v rozličných mierkach, a to v závislosti od zložitosti terénu a potreby objasniť isté tektonickosedimentárne problémy.

• Sedimentologické metódy. V študovanom území sa urobilo vyše 200 podrobných sedimentologických profilov (logov) systémom „vrstva po vrstve" *(bed by bed)* a pri každom opise sedimentu sa určoval jeho typ, zrnitosť, opracovanie klastov, typy štruktúr, hrúbka a obmedzenie vrstiev. Dôraz sa kládol nielen na štúdium litofácií, ale aj litofaciálnych asociácií, určovanie cyklov sedimentov, rozlišovanie laterálnych súslednosti fácií *(facies tracts)* a sekvenčných hraníc, často s využívaním metódy fotomozaiky. Medzi sedimentologické metódy sme zaradili aj hodnotenie mikroštruktúr sedimentov.

• Metóda štruktúrnej analýzy. V celom študovanom území sa dôsledne merali a neskôr hodnotili štruktúrne prvky sedimentov.

• Mikrobiostratigrafia. V rámci biostratigrafie sa dôraz kládol na analýzu malých a veľkých foraminifer a nanoplanktónu.

• Satelitné snímky. Pri štúdiu územia CKP bazénu sme využili satelitné snímky publikované NASA v elektronickej forme na Internete.



Obr. 1. Lokalizácia centrálnokarpatského paleogénneho bazénu a jeho častí. Znázornená je aj pozícia bazénu v slovenskej časti Západných Karpát a v štruktúrnom pláne celej karpatskej sústavy. Vidno i pozíciu severoeurópskej platformy a karpatsko-panónskeho bloku.

Fig. 1. Localization of the Central-Carpathian Paleogene Basin including its individual parts. Position of the basin in the Slovakian part of the Western Carpathian and in the entire Carpathian mountain system is also depicted. Note the position of the North-European platform and Carpathian-Panonnian block.

Vymedzenie študovaného územia

CKP bazén je ohraničený bradlovým pásmom zo SV, S a SZ, predterciérnymi jednotkami zo Z a J i neogénnou transkarpatskou depresiou z JV a V (obr. 1). Jeho hranica s bradlovým pásmom je tektonická, s predterciérnymi jednotkami centrálnych Západných Karpát, ktoré ho lemujú zo Z a J, sedimentárna aj tektonická. Z JV je bazén lemovaný východoslovenským neogénnym bazénom, ktorý je súčasťou transkarpatskej depresie a ktorý ho tektonicky obmedzuje pozdĺž systému hornádskych zlomov. Na V od týchto zlomov sedimenty bazénu vychádzajú na povrch iba v úzkom pruhu na J od bradlového pásma. Ich východné pokračovanie prerušujú vulkanity Vihorlatu pri Humennom, ale bazén pokračuje aj na V od Vihorlatu na Ukrajinu.

CKP bazén má pozdĺžny tvar, maximálnu dĺžku okolo 280 km a šírku približne 50 km. Denudačné zvyšky sedimentov bazénovej výplne na J od súčasného okraja bazénu v Slovenskom raji a Spišsko-gemerskom rudohorí (Marschalko, 1970; Mello et al., 2000), v Hornonitrianskej kotline a pri Banskej Štiavnici (Marchalko, 1968; Gross, 1978), tektonické ohraničenie bazénu voči bradlovému pásmu, ktoré amputovalo jeho najsevernejšiu časť, ako aj pokračovanie sedimentárnej výplne bazénu ďalej na V pod výplň východoslovenského neogénneho bazénu, kde ho zachytilo viac vrtov (napr. Trhovište-26; Rudinec, 1978), naznačujú, že pôvodný bazén bol väčší ako súčasný.

Oblasť, ktorú v štúdii analyzujeme, tvorí východnú časť CKP bazénu. Západná hranica vymedzeného územia prebieha od Tatranskej Javoriny po úpätí Tatier po Tatranskú Lomnicu a odtiaľ pokračuje k Štrbe (obr. 1).

Geologická stavba

Analýza seizmických rezov a poznatky z relatívne veľkého množstva vrtov ukazujú, že podložím CKP bazénu je kontinentálna kôra, ktorej vrchnú časť budujú najmä sekvencie patriace do mezozoického obalu centrálnokarpatských jednotiek a ich nadložný superficiálny príkrov. Wieczorek a Olszewszka (1999) dokumentujú z najsevernejšej, poľskej strany príbuznosť podložia CKP bazénu s manínskou jednotkou. Podľa Bielika et al. (1998) je hrúbka kontinentálnej kôry v podloží bazénu okolo 35 km a mierne rastie smerom na S. Priečny profil bazénu je zreteľne asymetrický so strmou časťou na S a s mierne sa skláňajúcou na J.

Náhľady na miesto bazénu v klasifikácii nie sú jednotné. Niektorí autori ho označili ako *perisutúrny bazén* (Soták et al., 1996), *forarcový bazén* (Soták et al., 2001) *backarkový bazén* (Baráth et al., 1997), *piggy-backový bazén* (Nemčok et al., 1996) alebo *bazén typu in-wake* (Janočko a Karoli, 2000). Chýbajúca vulkanická reťaz, kontinentálna kôra podstieľajúca bazén, jeho pozícia na takmer pasívnych mezozoických príkrovov centrálnych Západných Karpát takéto pomenovania spochybňujú, no prítomnosť ofiolitového detritu v sedimentoch šambronského pásma (Soták et al., 1996; Winkler a Slaczka, 1994) a typ sedimentov vypĺňajúcich bazén naznačujú, že jeho vývoj bol naozaj spätý s konvergentným rozhraním medzi severoeurópskou platformou a karpatsko-panónskym blokom. Naše poznatky potvrdzujú, že bazén má komplexnú tektonickú históriu a z toho pramení aj ťažkosť pri jeho jednoznačnom zaraďovaní. Táto komplexnosť je aj výsledkom interakcie procesov zúčastňujúcich sa na jeho vývoji, ktoré reprezentuje najmä šikmý typ konvergencie severoeurópskej platformy a karpatsko-panónskeho bloku, rýchlosť konvergencie a subdukcie, ťah subdukovanej dosky a sedimentárna záťaž. Tektonickosedimentárna analýza ukazuje, že v počiatočných štádiách vývoja bazénu (stredný eocén) prevládalo šikmé kompresné napätie voči subdukovanej doske spôsobujúce otváranie sa sústavy transpresných typov bazénov. V neskoršom období (približne od stredného eocénu) v bazéne prevládal výrazný extenzný režim a v oligocéne sa miestami zmenil na kompresný (Jacko a Janočko, 2002).

Vývoj bazénu

Výsledkom pokračujúcej konvergencie severoeurópskej platformy a karpatsko-panónskeho bloku v ranom paleogéne bol zložitý tektonickosedimentárny vývoj v predpolí karpatského orogénu, ktoré v súčasnosti reprezentuje vonkajšia flyšová zóna. Tento proces vytvoril aj podmienky na vznik CKP bazénu rozprestierajúceho sa pozdĺž vnútornej strany severnej hranice karpatského orogénu (obr. 1). Súvislosť vzniku a vývoja čelnej predhlbne a vonkajšej flyšovej zóny so zložitými procesmi subdukcie a konvergencie, t. j. s podsúvaním sa spodnej platne (severoeurópskej platformy) pod karpatsko-panónsku platňu, čo spôsobilo ohyb najjužnejšej časti pasívneho okraja platformy, potvrdilo aj systematické hustotné modelovanie (Bielik, 1995). Z geofyzikálnych modelov (napr. Dewey et al., 1989; Royden, 1993; Bielik, 1995), ako aj z geologických údajov (napr. Samuel, 1972; Marschalko, 1980; Csontos et al., 1992; Wagreich a Marschalko, 1995; Salaj, 1995; Jacko a Janočko, 2002) vyplýva vývoj CKP bazénu v podmienkach šikmej konvergencie (a nasledujúcej kolízie) počas ustupujúcich subdukčných hraníc *(retreating subduction boundaries)*, keď bola celková rýchlosť nasúvania vrchnej platne menšia ako rýchlosť ústupu spodnej platne. Z tektonického hľadiska to znamená, že vrchnú nasúvajúcu sa platňu deformovala regionálna horizontálna transpresia a podmienila vznik systému transpresných bazénov. Tiažové minimum s vlnovou dĺžkou okolo 100 km, charakteristické pre Západné Karpaty, predpokladá len okolo 50 km pokolízneho skrátenia, čo indikuje zastavenie tohto procesu v počiatočnom štádiu, a to na rozdiel napr. od situácie vo Východných Alpách, kde sa podľa hodnôt tiažového minima predpokladá pokolízne skrátenie približne 175 km (Lillie et al., 1994). Výsledky hustotného modelovania demonštrujú kôrové zhrubnutie, ktoré sa interpretovalo pod kolíznou oblasťou na rozhraní karpatsko-panónskeho bloku a severoeurópskej platformy – presnejšie pod povrchovým výstupom Humenských vrchov a bradlového pásma (Bielik et al., 1998). Sklon podsúvajúcej sa európskej platformy je najskôr mierny, ale v kolíznej oblasti už veľmi strmý (viac ako 60°).

Podobne ako sa zistilo na seizmickoreflexnom profile 2T, aj v tejto oblasti pravdepodobne nastáva celokôrový ohyb južného okraja podsúvajúcej sa európskej platne (Bielik et al., l. c.).

Najstaršie sedimenty paleogénu v centrálnych Západných Karpatoch možno lokalizovať v súčasne najsevernejšej oblasti bazénu stýkajúcej sa s pieninským bradlovým pásmom. V tejto oblasti, ktorej sedimenty Andrusov (1965) definoval ako myjavsko-hričovsko-žilinskú fáciu a Samuel (1972) opísal ako považsko-hanušovské pásmo s rozličným vývinom (myjavským, domanižským, hričovsko-žilinským, varinským, haligovským a beňatinským), vznikali v paleocéne a eocéne intenzívne blokové pohyby, ktoré pravdepodobne súviseli s transpresnými pohybmi pozdĺž rozhrania centrálnych a vonkajších Západných Karpát (Jacko a Janočko, 2002). Variabilná hrúbka prevažne hlbokomorských sedimentov, ktoré na niektorých miestach dosahujú aj vyše 1000 m (oblasť výskytu súľovských zlepencov), ale na iných chýbajú alebo sú len slabo zachované, je typická pre niektoré typy *strike-slipových* bazénov (Nilsen, 1995). Rýchla subsidencia a nasledujúce vynorenie sa blokov vyvolávajú aj zmeny zdrojových oblastí, ktoré sa v literatúre vysvetľujú pomocou vynárania sa rozličných exotických kordilér (napr. Samuel, 1973; Marschalko, 1975, 1978, 1980; Birkenmajer, 1988). Pokračujúca šikmá konvergencia spôsobovala deštrukciu a „pohlcovanie" starších *strike-slipových* bazénov na styku s pieninským bradlovým pásmom a presun tvorby nových bazénov s identickým tektonickým režimom južnejšie od nich. Predpokladáme, že v paleocéne a eocéne priestor budúceho bradlového pásma z J lemovalo niekoľko autonómnych *strike-slipových* bazénov charakteristických rýchlou subsidenciou a výzdvihom. Nálezy piesčitého vápenca so siderolitmi a orbitoidmi pri Brezovici na Orave obsahujúcich senónsku faunu, ako aj dánskych a montských sedimentov na Z od Žiliny (Salaj et al., 1978; Salaj, 1987) naznačujú existenciu iniciálnych štádií bazénov už koncom kriedy. Rýchla subsidencia v čiastkových bazénoch spôsobovala obrovské nahromadenie sedimentov s typickou chaotickou sedimentáciou, v ktorej prevažovala depozícia gravitačnými prúdmi. Bloky biohermných vápencov tvoriace olistostrómy v hlbokovodných sedimentoch poukazujú na kolísanie relatívnej morskej hladiny zapríčiňujúce eróziu na šelfe. Sedimenty považsko-hanušovského pásma, ktoré v súčasnosti lemujú severný okraj bloku centrálnych Západných Karpát, ležia jednak na jednotkách centrálnych Západných Karpát, ale aj na priľahlom manínskom a klapskom pásme, pričom sú čiastočne zavrásnené aj do sedimentov pieninského bradlového pásma. Typická pre ne je litofaciálna pestrosť – fácie sa v laterálnom aj vertikálnom smere náhle menia. Charakteristický je výskyt blokov biohermného vápenca a miestami enormné nahromadenie detritického materiálu s prevahou hornín z centrálnych jednotiek Západných Karpát (Samuel, 1973; Marschalko, 1980; Marschalko a Samuel, 1993). Bloky dánskeho, montského a tanetského veku (Samuel, 1973) tvoria polohy v jemnozrnných kalovcoch, ale aj v brekciách a v gradovaných zlepencoch a ich pozícia naznačuje, že sú redeponované, pravdepodobne skĺznuté po podmorskom svahu do hlbších častí bazénu (Marschalko, 1980). Absencia rifových fácií medzi sedimentmi transgredujúcimi na južnú, centrálnokarpatskú stranu uvedenej oblasti, ktorú tvorili horniny chočského príkrovu, indikuje vývoj spomenutých karbonátových blokov na severnej strane trogu priliehajúcej k pieninskému bradlovému pásmu. Hlavný prínos sedimentov do bazénu bol v tom období zo strany centrálnych Západných Karpát, čo potvrdzujú prevládajúce úlomky dolomitických hornín pochádzajúce z chočského a strážovského príkrovu (Marschalko, 1980). Relatívne pokojná sedimentácia na okraji pieninského pásma favorizovala vývoj karbonátovej platformy resp. rifov (Marschalko, l. c.). Okrem blokov biohermného vápenca sú jednou z charakteristických čŕt tejto oblasti aj rozsiahle akumulácie hrubozrnných, prevažne gravitačných sedimentov (najmä sedimenty úlomkotokov a širokej škály turbiditných prúdov). Podľa Marschalka a Samuela (1993) sú typickým príkladom súľovské zlepence žilinsko-domanižskej oblasti, vznikajúce v rýchle subsidujúcom terestrickom a vodnom prostredí, ktoré je podľa týchto autorov (l. c.) príznačné pre okrajové trogy mobilných pohorí.

Charakteristickým príkladom tektonickosedimentárneho štýlu opisovaných *strike-slipových* bazénov z paleocénu, spodného a stredného eocénu je šambronská zóna, ktorá lemuje južný okraj pieninského bradlového pásma vo východnej časti CKP bazénu od Šarišských Sokoloviec až po Novú Ľubovňu (obr. 1). Rýchla subsidencia oblasti od stredného eocénu spätá s výzdvihom okolitých jednotiek v tom období spôsobila nahromadenie veľkej hrúbky sedimentov. Faciálny vývoj sedimentov, odlišný od okolitých mladších sedimentov CKP bazénu, odráža rýchlu subsidenciu laterálne ohraničenej oblasti.

Koncom stredného eocénu predpokladáme zmenu paleonapäťového poľa vo východnej časti CKP bazénu, transpresný režim sa menil na prevažne extenzný s prevládajúcou extenziou smeru S–J (pozri aj Jacko a Janočko, 2002). Výsledkom extenzie bola migrácia depocentier CKP bazénu smerom na J, spôsobujúca morskú transgresiu na predterciérne jednotky Západných Karpát. Zaplavenie územia na J od bradlového pásma a šambronskej zóny potvrdzuje vek veľkých foraminifer – vrchný lutét a bartón. Prevládajúce telesá hrubozrnného a masívneho zlepenca na báze bazénovej výplne indikujú členitý reliéf pobrežia atakovaný postupujúcim morom. V lepšie chránených oblastiach boli priaznivé podmienky na vývoj veľkých foraminifer osídľujúcich karbonátové rify a platformy. Paleoenvironmentálna analýza veľkých foraminifer na severných svahoch Tatier (Bartholdy et al., 1999), ktorá vo vrchnom lutéte až priabóne ukazuje striedanie paleoprostredí od predbrežia až po batyál, indikuje vysokú dynamiku prostredia, spôsobujúcu zmeny relatívnej morskej hladiny. V tom čase sa na J od zaplavenej oblasti pravdepodobne formovala riečna sieť, ktorej tvar v mnohom závisel od tektonickej predispozície územia. Zarezaná paleodolina s prevládajúcim prúdením zo SV na JZ je dokumentovaná z oblasti Markušoviec (Marschalko, 1975; Baráth a Kováč, 1995; Janočko, 2002). Jej vývoj bol zrejme polyfázový a odrážal meniacu sa tektonickú

aktivitu a klimatické podmienky. Indície po jestvovaní ďalšej paleodoliny sú na S od Margecian, kde je látkové zloženie zlepencových telies exotické a pravdepodobne derivované z niekoľko desiatok km vzdialenej oblasti budovanej paleozoickými sekvenciami črmelika (Jacko, osobná informácia). Vývoj rozsiahlych suchozemských náplavových kužeľov, ktoré možno v súčasnosti študovať pozdĺž južného okraja bazénu medzi Margecanmi a Hrabušicami, indikuje zvýšenú tektonickú aktivitu s rozčleňovaním jednotlivých blokov v rámci bazénu a okolitých oblastí. Podľa viacerých autorov (napr. Marschalko, 1968; Soták, 1998) bazén pôvodne zasahoval omnoho južnejšie ako v súčasnosti, ale keďže sa na J od čiary Hrabušice – Spišská Nová Ves – Margecany našli len terestrické, pravdepodobne fluviálne sedimenty (Marschalko, 1970; Mello et al., 2000), presvedčivé doloženie morského zatopenia tohto južne položeného územia v paleogéne chýba.

Migrácia depocentier bazénu smerom na J nespôsobovala len stále sa rozširujúcu transgresiu mora týmto smerom, ale aj súčasné prehlbovanie bazénu, odrážajúce sa v zmene sedimentačných systémov z plytkovodného šelfového systému na depozičné systémy podmorských svahov a hlbkovodné systémy. Podobne ako pri bazálnych sedimentoch aj depozícia v systémoch podmorských svahov a hlbokomorských systémoch bola diachronická – ukladanie prebiehalo postupne v závislosti od rýchlosti otvárania sa bazénu.

Sedimenty

Zložitý tektonický vývoj centrálnokarpatského paleogénneho bazénu, eustatické kolísanie hladiny mora, zmeny klímy a prínosu sedimentov zo zdrojových oblastí určili komplexnosť jeho sedimentárnej výplne. Po počiatočnom výskume sedimentov CKP bazénu v čase pôsobenia D. Štúra (1860) či Uhliga (1903), možno moderný výskum sedimentov spájať s prvými prácami súvisiacimi s prípravou „generálkových" máp v mierke 1 : 200 000 koncom 50. a začiatkom 60. rokov 20. stor. (napr. Andrusov et al., 1950; Konta, 1954; Leško, 1958; Chmelík, 1958, 1959, 1963; Pícha, 1964, a i.) a s neskorším nástupom „silnej" generácie sedimentológov, mapovačov a biostratigrafov, ktorých poznatky prakticky len s malými zmenami platia až dodnes (napr. Marschalko, 1961, 1962, 1965, 1966, 1970, 1980; Marschalko a Chmelík, 1963). Do výskumu geologickej a tektonickej stavby sedimentov CKP bazénu výrazne prispeli prieskumné vrty na uhľovodíky Nafty Gbely a s nimi späté seizmické rezy (Rudinec, 1981, 1984, 1989; Leško et al., 1982; Rudinec a Řeřicha, 1985; Kullmanová a Rudinec, 1988; Koráb, 1986; Nemčok et al., 1976), ktoré potvrdili veľkú hrúbku sedimentov, dosahujúcu miestami až 3 km (vrt Lipany-4).

Výskum sedimentov CKP bazénu v rámci tvorby „generálkových" máp v mierke 1 : 200 000 vo východnom úseku bazénu viedol Chmelík a dospel k rozčleneniu sedimentárnej výplne bazénu na štyri súvrstvia so stratigrafickým rozsahom od eocénu do oligocénu. V rámci súvrství určil bazálne súvrstvie, ílovcové súvrstvie s prevahou ílovca nad pieskovcom, pieskovcovo-ílovcové súvrstvie a pieskovcové súvrstvie s vložkami zlepenca a prechodné pieskovcové súvrstvie (Chmelík, 1957, 1958, 1959, 1963).

Chmelíkovo členenie upravil vo viacerých prácach Marschalko (napr. 1962, 1965, 1966). Výplň, ktorú najmä na základe bentóznych foraminifer zaradil do vrchného eocénu až oligocénu (Marschalko a Samuel, 1960), rozdelil na bazálnu transgresívnu litofáciu, ílovcovú litofáciu a subflyš, prechodný flyš, konglomerátový a mikrokonglomerátový flyš a typický a netypický divoký flyš.

Dnes zaužívané členenie sedimentov zaviedol v roku 1984 Gross et al. (1984). Sedimentárnu výplň CKP bazénu rozdelili na štyri súvrstvia – borovské, hutianske, zuberecké, bielopotocké – a na jednu nižšiu litostratigrafickú jednotku – pucovské zlepence, ktoré spolu tvoria vyššiu litostratigrafickú jednotku – podtatranskú skupinu.

Stratigraficky najnižším súvrstvím podtatranskej skupiny je borovské súvrstvie, obsahujúce plytkomorské transgresívne sedimenty strednoeocénneho až spodnooligocénneho veku (Gross et al., 1984; Filo in Mello et al., 2000). Z litologickej stránky je borovské súvrstvie klasickým transgresívnym cyklom s prevahou hruboklastických sedimentov, a to najmä v spodnej časti. Jeho najvýznamnejšími horninami sú brekcie, zlepenec, pieskovec, piesčitý vápenec, organodetritický až organogénny vápenec. Tieto horniny sa často vertikálne a laterálne zastupujú. Horninový materiál sedimentov z veľkej časti tvoria úlomky hornín bezprostredného podložia a menšou prímesou sú kryštalinické horniny vzdialenejšej proviniencie. Do borovského súvrstvia autori (l. c.) zaraďujú aj bauxit resp. brekcie s bauxitovým tmelom pri Markušovciach a Mojtíne, ktoré sa považujú za produkt suchozemského zvetrávania. Veľkú časť borovského súvrstvia tvoria telesá organodetritického, najmä numulitového vápenca, ale vo východnej časti CKP bazénu sú takéto vápence *in situ* pomerne zriedkavé a vyskytujú sa najmä ako klasty v nadložných sedimentoch. Maximálnu hrúbku týchto sedimentov (l. c.) odhadli na 150 m.

Borovské súvrstvie smerom nahor prechádza do hutianskeho súvrstvia. Hranica je niekde ostrá, iba niekoľko cm, niekde pozvoľná. Hutianske súvrstvie, ktorého vek autori (l. c.) definovali na vrchný eocén, tvoria hrubé ílovcové polohy, ktoré sa striedajú s pomerne tenkými lavicami drobnozrnného zlepenca, pieskovca alebo prachovca. Maximálna hrúbka týchto sedimentov sa odhaduje na 1200 m. Hutianske súvrstvie vertikálne prechádza do zuberského súvrstvia vrchnoeocénneho až spodnooligocénneho veku a podľa autorov (l. c.) ho tvoria viac-menej pravidelne sa striedajúce pieskovcové, redšie zlepencové a ílovcové lavice v pomere 1 : 1, 1 : 2 a 2 : 1. Maximálna hrúbka súvrstvia sa odhaduje na 1200 m. Najvyšším súvrstvím sedimentárnej výplne CKP bazénu je bielopotocké súvrstvie s prevahou pieskovcových vrstiev. Súvrstvie obsahuje aj ílovcové vrstvy, ale podradne zastúpené, ojedinele aj zlepencové vrstvy a prstovite vklinené polohy drobnozlepencového flyšu. Hrúbku bielopotockého súvrstvia autori (l. c.) odhadli na 3000 m, ale neskôr odhad zredukovali na 700 m (Gross et al., 1999).

Gross et al. (1984) formalizovali aj nižšiu litostratigrafickú jednotku – pucovské zlepence (pôvodne ju tak pomenoval Gross, Köhler a Borza v roku 1982). Polymiktné zlepence, obsahujúce aj paleogénne intraklasty, považujú autori za výplň prívodových častí podmorských kuželov. Vek pucovských zlepencových telies sa pohybuje v rámci celého diapazónu podtatranskej skupiny.

Pri detailnejšom výskume v oblasti CKP bazénu bolo nevyhnutné vyčleniť ďalšie, nižšie litostratigrafické jednotky. V roku 1996 sa vo východnej časti vydelili tomášovské vrstvy (Filo a Siráňová, 1996). Reprezentuje ich do 150 m hrubý komplex vrstiev jemnozrnného pieskovca a prachovca s pyritovými konkréciami, makrofaunou (najmä lastúrnikmi), zvyškami rastlín a s častým povlakom oxidov Fe a Mn. Tomášovské vrstvy predstavujú plytkomorské sedimenty neritickej zóny pravdepodobne mladopriabónskeho veku.

Hornádske a chrastianske vrstvy vyčlenil Filo a Siráňová v roku 1998. Do hornádskych vrstiev patria striedajúce sa vrstvy balvanovitého až drobnozrnného polymiktného zlepenca a hrubozrnného až strednozrnného pieskovca s polohami brekcií a karbonátového zlepenca, vo vrchnej časti drobnozrnného až strednozrnného kremenného a oligomiktného zlepenca, jemnozrnného pieskovca, prachovca a piesčitého ílovca. Vrstvy predstavujú predtransgresívne, kontinuálne (prevažne fluviálne) sedimenty borovského súvrstvia. Ich maximálna hrúbka je 200 m a udávaný vek (?)paleocén až mladší eocén (Filo a Siráňová, l. c.).

Chrastianske vrstvy (l. c.) tvoria vrstvy hrubozrnného až jemnozrnného pieskovca s hojnými obliakmi a šikmým zvrstvením, so šošovkami kremenného, oligomiktného a polymiktného drobnozrnného až strednozrnného zlepenca a obsahujú horizont balvanovitých vápencových (vítkovských) brekcií. Predstavujú sedimenty náplavových vejárov delt (s prevládajúcou riečnou činnosťou?) a sú členom borovského súvrstvia podtatranskej skupiny. Ich vek je určený na (?)mladší eocén a maximálna hrúbka na 100 m (l. c.).

Kežmarské vrstvy definoval Gross v roku 1998. Je to až 130 m hrubý komplex budujúci najvyššie polohy zubereckého súvrstvia a reprezentujú ho striedajúce sa hrubé vrstvy pieskovca bielopotockého typu a ílovca a podľa Grossa (l. c.) predstavuje „prechodné" vrstvy medzi zubereckým a bielopotockým súvrstvím. Stratigrafické rozpätie vrstiev je spodný až vrchný oligocén.

Vrstvovým súborom, ktorý je súčasťou sedimentárnej výplne CKP bazénu a o ktorom sa často odborne diskutuje, sú šambronské vrstvy v tzv. hromošsko-šambronskom chrbte (napr. Chmelík, 1958; Buday et al., 1967; Marschalko, 1965; Nemčok et al., 1990; Nemčok, 1990, a i.). Ďurkovič (Ďurkovič et al., 1995; Ďurkovič in Gross et al., 1999) definuje šambronské vrstvy ako hruboklastickú proximálnu fáciu vyvinutú vnútri hutianskeho súvrstvia spodnooligocénneho veku. Podľa toho je ich charakteristickým znakom výskyt decimetrových až 10 m hrubých polôh polymiktného zlepenca s charakteristickými intraklastmi. Tieto polohy sa striedajú s ílovcovými alebo s flyšovými polohami, čo potvrdzuje ich nesporný informačný charakter (Ďurkovič in Gross et al., 1999).

Depozičné systémy

V CKP bazéne možno rozlíšiť niekoľko depozičných systémov viažucich sa na konkrétne postavenie v bazéne a časový úsek jeho vývoja. Vo východnej časti možno rozoznať terestrické depozičné systémy, deltové systémy obstarávajúce spojenie medzi súšou a morom, ako aj morské depozičné systémy vyvinuté na šelfe, podmorskom svahu a v hlbokomorských oblastiach. Vývoj systémov závisel od viacerých faktorov. Medzi najdôležitejšie patrila tektonika, do ktorej zaraďujeme aj konvergenciu medzi severoeurópskou platformou a karpatsko-panónskym blokom, eustatické kolísanie hladiny mora a klimatické podmienky.

Tektonická aktivita bola zodpovedná za vznik jednotlivých depocentier – subbazénov, ich migráciu, cirkuláciu vody v bazéne a vynáranie sa zdrojových oblastí v bazéne aj mimo neho. Synsedimentárna tektonika sa významne zúčastňovala na priestorovej distribúcii sedimentov a ich hrúbke. Tektonika riadila veľkosť zdrojových oblastí a tým aj množstvo sedimentov premiestňovaných do bazénu.

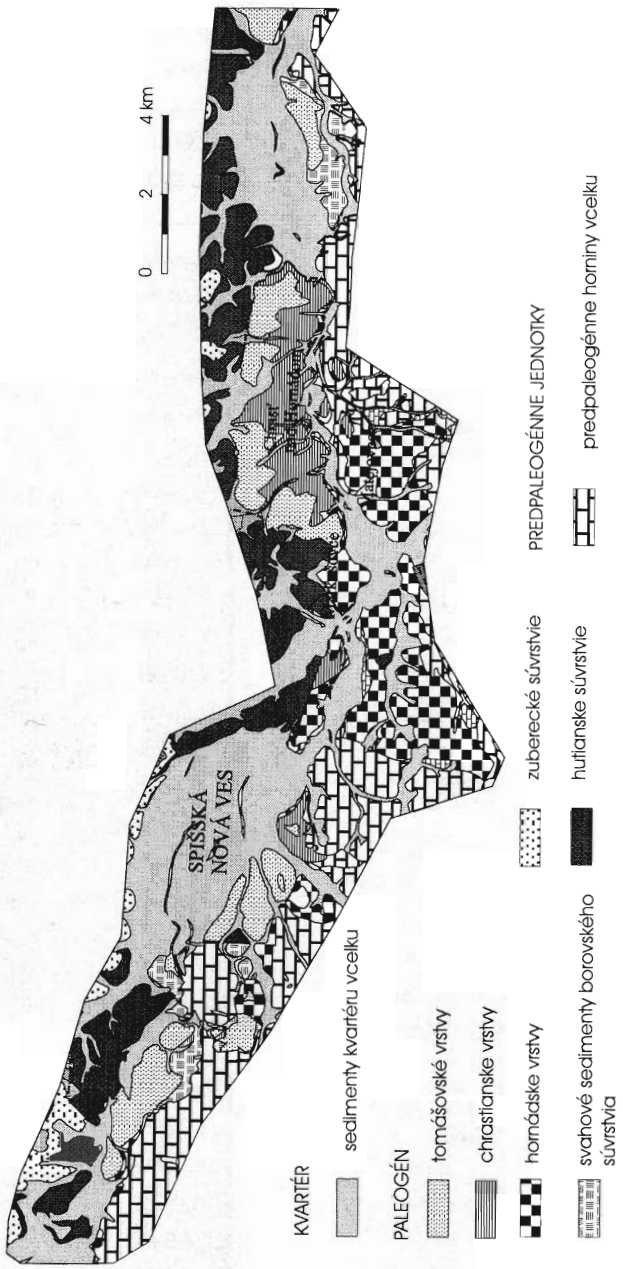
Eustatické kolísanie hladiny mora sa významne prejavilo na veľkosti akomodačného priestoru sedimentov, a tak ovplyvňovalo typ sedimentácie, hrúbku akumulácie sedimentov a veľkosť erózie. Pri týchto procesov malo dôležitú úlohu aj synergické pôsobenie eustatického kolísania hladiny mora a tektoniky.

Klimatické podmienky určovali jednak intenzitu zvetrávania a tým aj množstvo sedimentov donášaných do bazénu, ale aj rozvoj fauny a flóry v bazéne, ktoré boli v niektorých štádiách dôležitou súčasťou jeho geologického vývoja.

Terestrické a plytkomorské depozičné systémy CKP bazénu

Postupná migrácia depocentier bazénu smerom na J od bradlového pásma ovplyvnila diachronický vývoj bazálneho súvrstvia. Najstaršie sedimenty borovského súvrstvia, zaraďované do stredného eocénu až spodného oligocénu (Gross et al., 1980, 1993; Mello et al., 2000; Janočko et al., 2000; Olszewska a Wieczorek, 1998), sú vo východnej časti bazénu v tesnej blízkosti pieninského bradlového pásma, čo dokumentujú nálezy veľkých foraminifer vo vrtoch a v povrchových odkryvoch. Veľké foraminifery obsahujúce *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort), *N. ex gr. perforatus* (Montfort), *N. striatus minor* D'Archiach et Haime, *Operculina sp.* a *Discocyclina sp.* a jednoznačne indikujúce strednoeocénny – bartónsky vek sa našli v bazálnom, borovskom súvrství vo vrte Lipany-1 (Leško et al., 1982). Redeponovaná strednoeocénna asociácia veľkých foraminifer je opísaná aj z bazálnych sedimentov borovského súvrstvia v oblasti Jasenova pri Humennom (Marschalko a Vaňová, 1963; Buček – osobná informácia) z vrtu Šambron PU-1 (Nemčok a Vaňová, 1977). Podobná asociácia veľkých foraminifer sa našla na viacerých lokalitách v šambronskom pásme alebo v jeho blízkosti: Jakubovany, Šarišské Dravce (Nemčok a Vaňová, 1977), Kamenica, vrt Lipany-6 (Buček, 2001)

a Šariš-1 (Koráb, 1986). Tieto údaje potvrdzujú strednoeocénnu a vrchnoeocénnu transgresiu v blízkosti bradlového pásma v celom východnom úseku CKP bazénu. V oblasti na S od podtatransko-ružbašského zlomu sa redeponované strednoeocénne a vrchnoeocénne foraminifery nachádzajú aj v niekoľko desiatok km južnejších oblastiach bradlového pásma: v oblasti ružbašského mezozoika (kóta Kýčera; Nemčok a Vaňová, 1977) a na severných svahoch Tatier (Bieda, 1959, 1960, 1963; Kulka, 1984, 1985; Bartholdy et al., 1999; Köhler in Janočko et al., 2000). V oblasti na JV od podtatransko-ružbašského zlomu



Obr. 2. Geologická mapa južného okraja CKP bazénu v rámci študovaného územia (podľa Mella et al., 2000, upravené).

Fig. 2. Geologic map of the southern margin of CKP basin in the studied area (after Mello et al., 2000, modified).

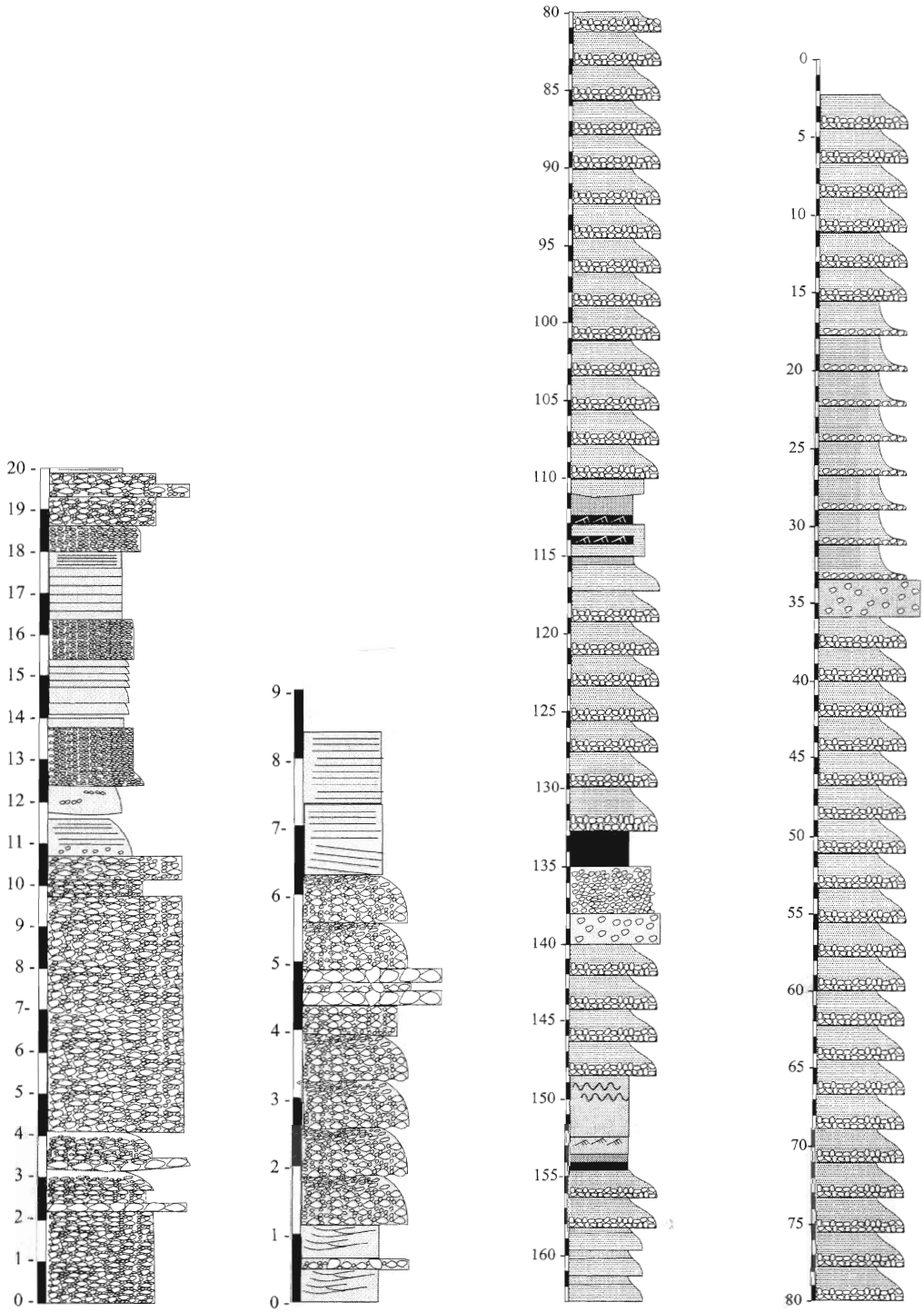
sa veľké foraminifery v bazálnom súvrství na J od šambronského pásma (t. j. niekoľko km južne od pieninského bradlového pásma) vytrácajú. Príčinou je zrejme oligocénny vek morskej transgresie za hranicou výskytu veľkých foraminifer, ktorá je podľa Köhlera (1998) v Západných Karpatoch na rozhraní eocén – oligocén. Vrchnoeocénny až spodnooligocénny vek bazálnych sedimentov borovského súvrstvia v tejto časti bazénu je doložený len nepriamo vekom nadložných hlbokovodných sedimentov (napr. foraminiferová asociácia *Globigerina postcretacea, G. cf. tapuriensis, Turborotalia cf. tapuriensis* zo sedimentov Levočských vrchov určená Samuelom a Samuel in Gross et al., 1993; oligocénne veky hutianskeho súvrstvia doložené v Levočských vrchoch – Soták et al., 1996; Mello et al., 2000; pozri aj diskusiu Soták, 1998).

Terestrické a plytkomorské bazálne sedimenty výplne CKP bazénu tvoriace bázu paleogénnej výplne (predtransgresívne sedimenty a borovské súvrstvie v zmysle Grossa et al., 1984) možno študovať z jadier a karotážnych meraní vrtov, ktoré prevŕtali celú sukcesiu bazénovej výplne, ako aj z odkryvov v oblastiach, ktoré boli postsedimentárne vyzdvihnuté a v súčasnosti tvoria „ostrovy" v paleogénnej výplni bazénu (Tatry, ružbašský ostrov, obr. 1). Najviac poznatkov potrebných na pochopenie sedimentárnych procesov a systémov v terestrických a plytkomorských podmienkach však prinieslo štúdium sedimentov vychádzajúcich na povrch pozdĺž južného okraja bazénu medzi Hrabušicami a Margecanmi (obr. 2). V čase rozširujúceho sa CKP bazénu sa na jeho južnom okraji vytvorila riečna sieť a donášala do bazénu materiál často aj zo vzdialených zdrojových oblastí. Na úpätí hôr sa hromadili svahové sedimenty a sedimenty suchozemských náplavových kužeľov *(alluvial fans)*. V rozčlenenom reliéfe pobrežia sa na styku pevniny a mora tvorili kužeľové delty a boli spájacím článkom medzi suchozemským a morským prostredím. Sedimenty donášané na šelf boli pobrežnými prúdmi a vlnením prepracúvané a redistribuované pozdĺž pobrežia alebo hlbšie do centra bazénu. Rýchly laterálny prechod plytkomorských do hlbokomorských sedimentov, opísaný už aj Marschalkom (1966), poukazuje na vývoj úzkeho šelfu prechádzajúceho do podmorského svahu, resp. strmo sklonenej rampy, ako to opisuje Wieczorek (1989).

Fluviálny depozičný systém

Fluviálny paleoreliéf možno pozorovať na Z od Markušoviec (obr. 2), kde sa dá identifikovať paleodolina smeru SZ–JV (Marschalko, 1970; Baráth a Kováč, 1995; Janočko a Soták, 2001; Janočko, 2002). Jej vývoj bol zrejme polyfázový a odrážal meniacu sa tektonickú aktivitu a klimatické podmienky ovplyvňujúce depozičné procesy. Výplňou paleodoliny sú hruboklastické sedimenty, ktorých hrúbka sa v závislosti od reliéfu povrchu terciérneho podložia mení. Rad technických prác súvisiacich s geologickým prieskumom kaolinitu (Rényi et al., 1987) ukazuje, že hrúbka sedimentárnej výplne rastie smerom na V z počiatočných okolo 20–30 m na 120 m pri Markušovciach. Podľa dobrej laterálnej korelácie

vrstiev výplne možno predpokladať, že menšia hrúbka na Z od Markušoviec odzrkadľuje pôvodnú morfológiu doliny a nie je výsledkom postsedimentárnej diferencovanej erózie. Rozdiely hrúbky výplne v pomerne krátkej vzdialenosti indikujú veľký sklon paleodoliny. Výplň tvorí najmä polymiktný zlepenec obsahujúci klasty epimetamorfitov staršieho paleozoika – fylity, metaryolity, metatuf, metapieskovec a žilný kremeň. V menšej miere sa v zlepencových polohách objavujú aj klasty karbonátov, najmä wettersteinského vápenca a zriedkavejšie sú vrstvy zložené iba z karbonátov. Podľa vrtného prieskumu súčasťou výplne paleodoliny sú aj menšie pieskovcové



Obr. 3. Profil sedimentov hornádskych vrstiev v Markušovciach (vpravo) a sedimentov, ktoré navŕtal vrt RHV-22 pri Matejovciach.

Fig. 3. Sedimentological logs of Hornád Mb. deposits cropping out in Markušovce (right) and log of deposits encountered by borehole RHV-22 near Matejovce.

a prachovcové polohy. Veľmi zriedkavé sú polohy redeponovaných okrovohnedých hornín, ktoré vznikli splachom zvetranín kryštalických bridlíc zo Spišsko-gemerského rudohoria.

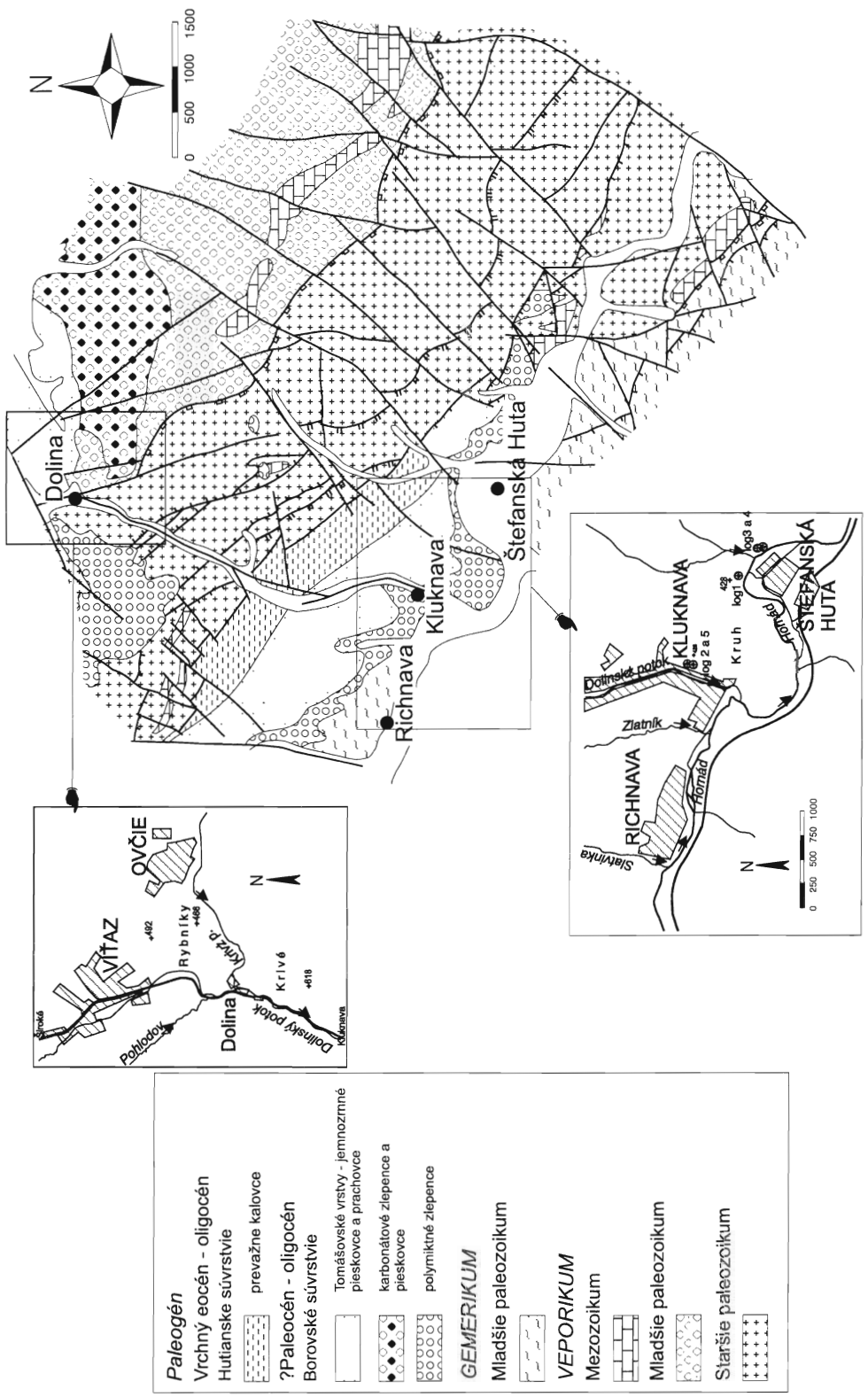
Sedimenty výplne paleodoliny, ktoré Filo a Siráňová (1998) definovali ako hornádske vrstvy, vystupujú na povrch po ľavej strane Hornádu od Markušoviec, kde je ich stratotyp, smerom na J. V sedimentárnej sukcesii možno rozlíšiť nasledujúce litofácie:
1. Masívny zlepenec s podpornou štruktúrou klastov. Zlepenec je polymodálny, klasty ostrohranné a poloostrohranné, veľké do 50 cm. Klasty sú prevažne z metamorfitov paleozoika a v menšej miere aj z karbonátov. Medzernou hmotou je hrubozrnný piesok. Zlepenec tvorí vrstvy hrubé od niekoľkých cm až do 2,5 m. Vrstvy majú ostrú bázu a laterálne ich možno sledovať na niekoľko 100 m. 2. Masívny zlepenec s podpornou štruktúrou klastov s bimodálnou zrnitostnou distribúciou. Poloostrohranné polymiktné klasty sú veľké až 40 cm. Medzernou hmotou je hrubozrnný pieskovec až jemnozrnný zlepenec. Zlepencové vrstvy hrubé niekoľko až 30–40 cm sú laterálne nestále a s eróznou bázou. Sem zaraďujeme aj zlepencové vrstvy v hrúbke klastov, ktoré ich tvoria. 3. Normálny gradovaný polymiktný a oligomiktný zlepenec až hrubozrnný pieskovec. Tieto sedimenty tvoria vrstvy hrubé 30–80 cm s ostrou a eróznou bázou. Gradácia zlepencov je alebo pozvoľná, alebo vyjadrená náhlou zmenou zrnitosti (niekedy s prechodom až do tenkých pieskovcových polôh) pri strope vrstvy. V ojedinelých prípadoch zlepenec na báze graduje do paralelne laminovaného strednozrnného pieskovca. 4. Masívny pieskovec tvorí vrstvy s ostrou bázou hrubé do 30 cm. Pieskovec je strednozrnný a hrubozrnný, laterálne premenlivý a zaniká na úkor iných sedimentov. 5. Paralelne laminované pieskovce. Pieskovec je strednozrnný a hrubozrnný a hrúbka ostro ohraničených vrstiev do 40 cm. Laminy sú hrubé niekoľko mm a tvorí ich striedajúci sa svetlejší a tmavší pieskovec. 6. Veľkomierkovo výmoľovo zvrstvené pieskovce. Vlnová dĺžka výmoľového zvrstvenia je do 2 m a výška výmoľov do 20 cm. Pieskovec je strednozrnný. Báza vrstiev, hrubých asi 40 cm, je erózna. 7. Veľkomierkovo planárne šikmo zvrstvené pieskovce. Prevažne strednozrnný pieskovec tvorí vrstvy hrubé do 50 cm s ostrou bázou. Šikmé zvrstvenie sa mení od vrstvy k vrstve, ale neprekračuje 20°. Vďaka zvetrávaniu tvoria pieskovcové vrstvy tejto litofácie v súčasnosti morfologicky nápadné formy v teréne, napr. vrch známeho markušovského skalného hríba. 7. Masívne a paralelne laminované prachovce. Táto litofácia tvorí významný korelačný horizont na J od Markušoviec. Laterálne je veľmi stála (neprerušene pokračuje niekoľko 100 m) a tvorí ju okrovočervená prachovcová vrstva hrubá 20–60 cm s ostrou bázou.

Opísané litofácie a ich asociácia, distribúcia opisovaných sedimentov definovaná viacerými vrtmi v študovanej oblasti, ako aj geologická stavba širšieho okolia, kde vystupujú bazálne sedimenty podtatranskej skupiny, indikujú depozíciu opisovaných sedimentov vo fluviálnom prostredí a v prostredí náplavových kužeľov. Stavba výplne paleodoliny naznačuje jej polycyklický vývoj so striedajúcimi sa fázami erózie a depozície. Charakter sedimentov naznačuje, že hlavným faktorom ovplyvňujúcim tento vývoj bola tektonika a klimatické pomery. Masívne zlepencové telesá vystupujúce ako hrubé vrstvy na báze študovaného profilu (obr. 3) boli uložené úlomkotokmi, ktorých vznik sa viaže na dostatok zvetraného materiálu v zdrojovej oblasti, dostatočnú energiu reliéfu a dostatok zrážok (geomorfologický prah v zmysle Leedera, 1982). Úlomkotoky využívali reliéf paleodoliny vytvorený v predchádzajúcom štádiu evolúcie, keď vo vývoji sedimentov prevládala depozícia vo fluviálnom systéme typickom náhlymi katastrofickými povodňami. Tieto sedimenty smerom nahor prechádzajú do fácií normálne gradovaného zlepenca, pieskovca a prachovca, ktoré sa ukladali v „normálnom" fluviálnom režime. Fluviálny systém obsahoval jednak sedimenty štrkových barov, ale aj povodňové sedimenty, ktoré v študovanom území reprezentuje fácia masívneho a paralelne laminovaného okrovohnedého prachovca, ktorý predstavuje redeponovaný splach zvetraninovej kôry predpaleogénneho reliéfu. Fluviálne sedimenty sú však ešte miestami prevrstvené sedimentmi úlomkotokov, čo naznačuje opakujúcu sa tektonickú aktivitu územia (seizmicitu). Zaujímavé sú aj kde-tu sa vyskytujúce polohy oligomiktného karbonátového zlepenca, ktoré sú laterálne nestále a pravdepodobne predstavovali laterálny vstup náplavových kužeľov do hlavnej riečnej doliny. Polohy týchto konglomerátov sa po vstupe do hlavnej doliny rozplavovali, o čom svedčia polohy polymiktného zlepenca obsahujúce aj obliaky karbonátov. Vo vrchnej časti profilu sa objavujú pieskovcové telesá dún 2D a 3D, ktoré sú ešte stále fluviálneho pôvodu. Objavenie sa týchto dún v profile študovaných sedimentov indikuje väčší prínos piesku do systému aj mierny trend zjemňovania zrnitosti sedimentov smerom nahor. Častejšie sa objavujú tenké zlepencové polohy v hrúbke veľkosti klastov, ktoré ju tvoria. Takéto fácie sú typické pre sedimenty vznikajúce pri náhlych povodniach (*flashy floods* Nemca a Steela, 1984). Geologická pozícia študovaných sedimentov naznačuje veľkú pravdepodobnosť prechodu kontinentálnych fácií sedimentov uložených vo fluviálnom systéme a v systéme náplavových kužeľov do deltových či plytkomorských sedimentov, ktoré sa vyskytujú v tesnej blízkosti študovanej lokality (napr. Chrasť nad Hornádom). Napriek tomu sme v študovanej oblasti sedimentárny záznam tohto prechodu nenašli.

Depozičný systém náplavových kužeľov

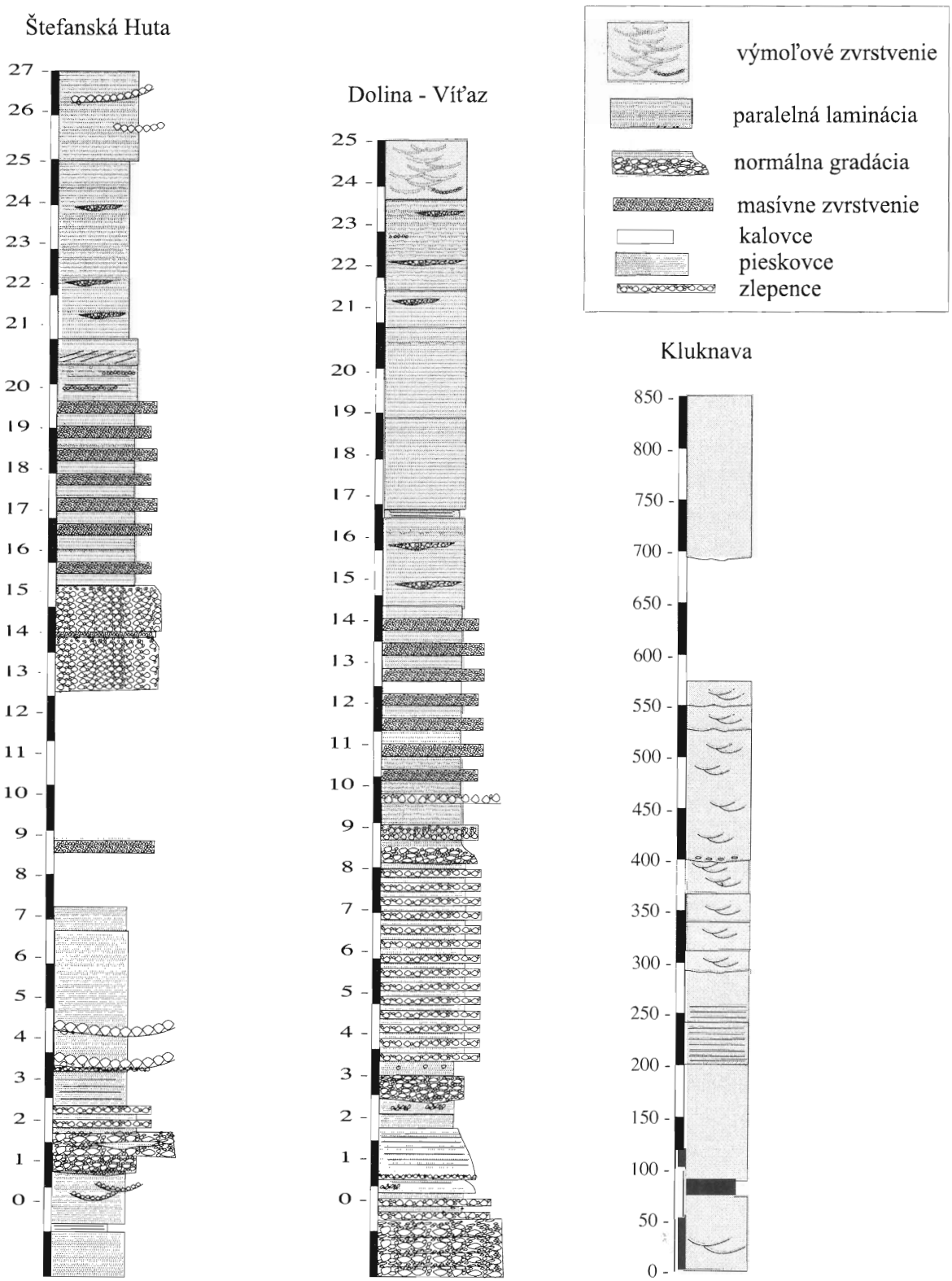
Pozdĺž južného okraja východnej časti CKP bazénu vychádzajú aj sedimenty ukladané v depozičných systémoch náplavových kužeľov, ktoré môžu slúžiť ako analóg sedimentácie v tomto prostredí v starších vývojových fázach CKP bazénu. Litofácie sedimentov náplavových kužeľov v tejto oblasti a ich priestorová distribúcia sú presvedčivým dôkazom, že pri ich vývoji bola rozhodujúca tektonika.

Analýza depozičných systémov náplavových kužeľov medzi Spišskou Novou Vsou a Chrasťou nad Hornádom poukázala na existenciu dvoch rozdielnych typov týchto systémov.



Obr. 4. Lokalizácia a geologická mapa z oblasti Štefanskej huty, Kluknavy a Doliny, ktorá sa opisuje v texte (podľa Mella et al., 2000, a Poláka et al., 1997, upravené).

Fig. 4. Localization and geologic map of the area among Štefanská huta, Kluknava and Dolina, which is described in the text (after Mello et al., 2000, and Polák et al., 1997, modified).



Obr. 5. Profil sedimentov vystupujúcich v odkryvoch pri Štefanskej hute, Doline a Kluknave. Sedimenty Štefanskej huty a Doliny predstavujú prostredie kuželovej delty a vnútorného šelfu, sedimenty Kluknavy distálnejšie prostredie vnútorného a vonkajšieho šelfu.

Fig. 5. Sedimentological logs of deposits cropping out near Štefanská huta, Dolina and Kluknava. The deposits of Štefanská huta and Dolina represent fan delta and inner shelf environments. The deposits near Kluknava represent distal part of inner shelf and outer shelf.

Prvý systém náplavových kužeľov reprezentujú sedimenty vystupujúce na povrch medzi Spišskou Novou Vsou a Chrasťou nad Hornádom (obr. 2), ktoré detailne opísal Filo (in Mello et al., 2000). Sedimenty, ktorých hrúbka sa odhaduje na 70 m, tvorí prevažne karbonátový zlepenec s polozaoblenými úlomkami veľkými 30–50 cm, ale ojedinele možno nájsť aj karbonátové bloky s priemerom niekoľkých metrov (Filo in Mello et al., 2000). Zanedbateľné percento horninových úlomkov tvorí kremeň a kryštalické bridlice. Zlepenec je masívny, s podpornou štruktúrou klastov a len ojedinele možno pozorovať gradačné zvrstvenie. Vytvára až niekoľko metrov hrubé vrstvy s eróznou a ostrou bázou, ale hranice vrstiev sa často identifikujú ťažko. Ojedinele sú pozorovateľné tenšie pieskovcové polohy alebo polohy jemnozrnného zlepenca obklopeného hrubozrnným. Pieskovce sú veľmi ojedinele šikmo zvrstvené (Filo in Mello et al., l. c.).

Vrstvy hrubozrnného masívneho zlepenca s ostrou a eroznou bázou sú hrubé, ale často ťažko identifikovateľné a ich sedimenty interpretujeme ako sedimenty súdržných úlomkotokov ukladajúcich sa v proximálnych častiach náplavových kužeľov. Ojedinelé pieskovcové polohy s občasným šikmým zvrstvením poukazujú na prítomnosť unášajúcich prúdov, ale tie mali v danom systéme len podradnú úlohu.

Súčasná distribúcia týchto sedimentov ukazuje, že v čase ich sedimentácie (eocén – oligocén) prebiehal diferencovaný výzdvih predterciérnych jednotiek centrálnych Západných Karpát pozdĺž južnej hranice CKP bazénu a to sa odrazilo na vývoji sedimentov náplavových kužeľov. Sedimenty pravdepodobne tvorili lem pozdĺž vyzdvihovaného okraja hôr pri ich prechode do paleodoliny Hornádu tak, ako to zo styku Slanských vrchov a doliny Torysy v pleistocéne opísal Janočko (2001).

Vysokú členitosť reliéfu opisovanej oblasti pred morskou transgresiou, ktorá ju pravdepodobne zasiahla koncom vrchného eocénu a v oligocéne, potvrdzujú aj sedimenty náplavových kužeľov navŕtaných na J od Matejoviec (vrt RHV 22). Tento vrt v intervale 0,0 až 158,6 m prešiel paleogénnymi hruboklastickými sedimentmi (obr. 3) zloženými z 90 % karbonátov, z menšieho množstva hornín, ktoré zastupujú kryštalické bridlice a žilný kremeň.

V sedimentoch bolo možno vyčleniť nasledujúce litofácie: 1. Normálne gradované zlepence. Sú to vrstvy z poloostrohranných až polozaoblených úlomkov, najčastejšie karbonátov, s ostrou bázou, hrubých miestami až 1,6 m. Polohy hrubozrnnejšieho, polymodálneho zlepenca na báze vrstiev gradujú alebo do jemnozrnnejšieho zlepenca, alebo do pieskovca až kalovca. V kalovcových vrstvách sa miestami vyvinula paralelná laminácia. V niekoľkých prípadoch sú polohy jemnozrnnejšieho zlepenca pri strope vrstvy planárne šikmo zvrstvené. 2. Masívne zlepence s podpornou štruktúrou matrixu. V intervale paleogénnych sedimentov, ktorým prenikol vrt RHV-22, sú pomerne zriedkavé. Tvoria ich poloostrohranné úlomky plávajúce v prachovcovej základnej hmote, ktorá často obsahuje veľké množstvo organickej hmoty. Vrstvy hrubé až 2 m majú ostré bázy. 3. Masívny pieskovec tvorí vrstvy s ostrou a eróznou bázou hrubé 30–60 cm. V rámci jedného intervalu sa miestami striedajú polohy strednozrnného a hrubozrnného pieskovca so sedimentárnou bázou. 4. Strednozrnné masívne pieskovce gradované do kalovcov. 5. Paralelne laminovaný strednozrnný a hrubozrnný piesok. 6. Masívne kalovce. 7. Čerinovo šikmo zvrstvené kalovcové vrstvy s vysokým obsahom organickej hmoty. 8. Uhlie miestami obsahujúce asymetrické čeriny.

Opísané litofácie a litofaciálne asociácie sú typické pre prostredie divočiacich riek v oblasti náplavových kužeľov. Vývoj takého systému v blízkosti markušovského fluviálneho systému a náplavových kužeľov s už opísanými chaotickými sedimentmi naznačuje silnú členitosť územia s vývojom depocentier s individuálnymi depozičnými systémami.

Prostredie kužeľových delt (fan delta)

Na členitom pobreží južného okraja CKP bazénu boli dôležitým spájacím článkom medzi kontinentálnymi a morskými sedimentmi depozičné systémy kužeľových delt (*fan delta* – Holmes, 1965; Nemec, 1988). Kužeľové delty, ktoré vznikajú prinesením sedimentov náplavovými kužeľmi do vodného prostredia, zaznamenávajú interaktívne procesy prebiehajúce v prostredí suchozemských náplavových kužeľov a vo vodnom morskom prostredí. Typický depozičný systém kužeľovej delty, vyvinutý pri vrchnoeocénnej až spodnooligocénnej transgresii mora v CKP bazéne, sa zachoval v oblasti Štefanskej huty na Z od Margecian (obr. 4) a v minulosti ho študoval aj Marschalko (1966). V povrchových odkryvoch tam zväčša vystupujú hruboklastické sedimenty, ktorých litofaciálna charakteristika a litofaciálne asociácie (obr. 5) indikujú sedimentáciu v systéme kužeľovej delty. Hlavným depozičným procesom bolo ukladanie z unášacích prúdov *(traction currents),* pričom vznikal normálny gradovaný zlepenec až pieskovec. Polohy bimodálneho zlepenca s podpornou štruktúrou matrixu poukazujú na depozíciu z úlomkotokov, čo je častý sprievodný znak asociácie sedimentov kužeľových delt. Gradovaný strednozrnný pieskovec s paralelnou laminációu naznačuje, že pri depozícii mali dôležitú úlohu aj husté turbiditné prúdy a vysoko koncentrované gravitačné prúdy (Mutti, 1992).

Typickou črtou kužeľových delt je prepracovanie donášaného materiálu z pevniny bazénovými procesmi. V oblasti Štefanskej huty možno študovať aj sedimenty vzniknuvšie prepracovaním primárnych sedimentov vlnením alebo pobrežnými prúdmi. Patria medzi ne litofácie čerinovo šikmo laminovaných a výmoľovo zvrstvených pieskovcových polôh. Možno sem zaradiť aj polohy masívneho pieskovca občasne obsahujúce difúzne kanáliky vyplnené gravelitom. V jednej z nich sa našla prúdová stopa indikujúca smer paleotransportu na SV.

Plytkomorské depozičné systémy

Plytkomorské depozičné systémy sú dôležitou súčasťou výplne CKP bazénu. Ich časti vystupujú na povrch pozdĺž celého južného okraja CKP bazénu medzi Hrabušicami a Margecanmi (obr. 2) a ich sedimenty sa zaraďujú do to-

mášovských a chrastianskych vrstiev definovaných Filom a Siráňovou (1996 resp. 1998). Vývoj sedimentov ukazuje, že sa ukladali v prostredí vnútorného a vonkajšieho šelfu a že ich vývoj komplikovali laterálne zásahy deltových sedimentov. Takýto vývoj sedimentov predbrežia, ktoré sú v spodnej časti prevrstvené deltovými uloženinami, vidno v odkryve v osade Dolina (Víťaz; obr. 4), ktorý opísal aj Marschalko (1961, 1962, 1965, 1970). V spodnej časti sedimentárnej sukcesie prevládajú zlepencové sedimenty, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do pieskovca (obr. 5).

Zlepencové telesá buduje viac litofácií. Sú to:

– Horizontálne zvrstvené (s vrstvami hrubými do 1,5 m) zlepencové polohy s podpornou štruktúrou klastov s ostrou bázou. Zlepence sú z granitoidov, rohovca a kryštalických bridlíc a majú polydomálnu zrnitosť. Medzernou hmotou je hrubozrnný piesok až gravelit.

– Vrstvy polymiktného vápenca v hrúbke jedného klastu striedajúce sa s vrstvami strednozrnného a hrubozrnného piesku hrubými do 10–15 cm, ktoré sú obmedzené ostrými vrstvovými plochami.

– Vrstvy typického strednozrnného a hrubozrnného pieskovca s normálnou gradáciou v spodnej časti sedimentárnej sukcesie. Aj tieto pieskovcové vrstvy majú ostré bázy a miestami sú v nich zlepencové šošovky.

– Masívne pieskovcové vrstvy a pieskovcové vrstvy s výmoľovým šikmým a čerinovým zvrstvením vo vrchnej časti odkryvu. V pieskovci sú niekde difúzne zlepencové polohy, ktoré zvyčajne vypĺňajú erózne korytá.

Sedimentárna súslednosť v odkryve Dolina zaznamenáva v spodnej časti distálne časti sedimentov kužeľovej delty, ktorej sedimenty sú dobre zachované v oblasti Štefanskej huty. Prevaha šikmo zvrstveného pieskovca v strednej a vrchnej časti odkryvu poukazuje na prepracovanie týchto sedimentov vlnovými procesmi v prostredí vnútorného predbrežia.

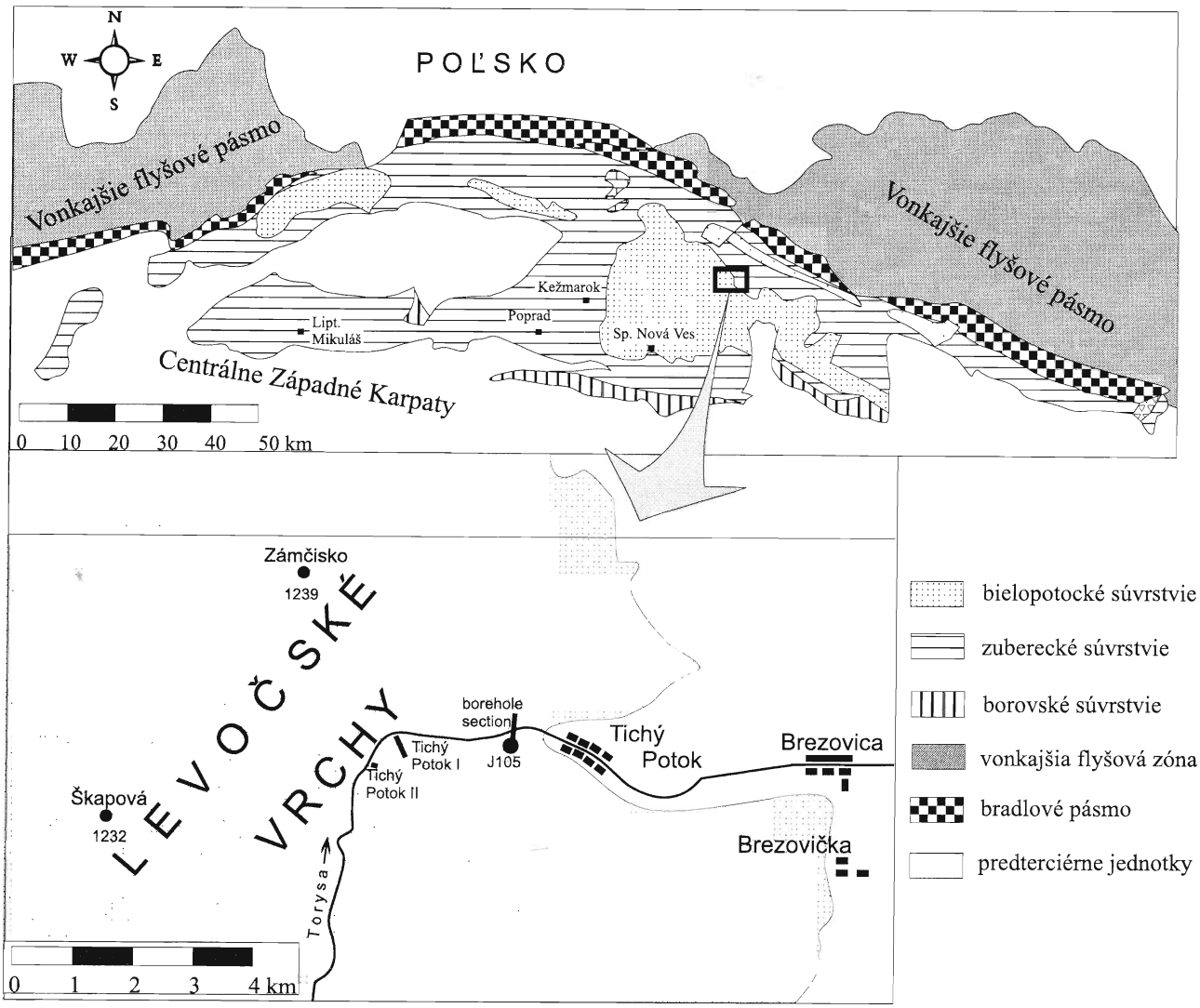
Podobné sedimenty od Chraste nad Hornádom podobne opísal Filo a Siráňová (1998). Podľa týchto autorov (l. c.) sedimenty, ktoré tvorí šikmo zvrstvený komplex hrubozrnného až jemnozrnného pieskovca s hojnými obliakmi, šošovky kremenného, oligomiktného a petromiktného (polymiktného) drobnozrnného až strednozrnného zlepenca, vznikali v prostredí náplavových vejárov delt. Ich úložné pomery študoval aj Marschalko (1970) a interpretoval ich ako riečne nánosy na miernych sklonoch aluviálnych kužeľov a na podhorských aluviálnych plošinách vo väčšej vzdialenosti od hôr. Vývoj výmoľovo zvrstvených a šikmo zvrstvených pieskovcových polôh charakterizujúcich migráciu piesčitých dún 2D a 3D, prítomnosť striedajúcich sa tenkých vrstiev dobre vytriedeného zlepenca a pieskovca, výskyt masívneho a paralelne laminovaného pieskovca, ako aj nálezy kopčekovito zvrstvených *(hummocky cross-bedded)* pieskovcových polôh typických pre prostredie šelfu s maximálnym dosahom bázy vĺn však poukazujú na to, že sa tieto sedimenty ukladali prevažne v prostredí vnútorného a vonkajšieho šelfu. Podobne ako v osade Dolina aj tu možno vidieť redepozíciu sedimentov delt dotovaných riekami z blízkeho pobrežia.

Opisované sedimenty obsahujú polohy oligomiktných karbonátových brekcií a zlepenca, ktorý v nich tvorí laterálne nestále a nerovnako hrubé polohy. Polohy balvanovitých až blokovitých vápencových brekcií, predstavujúcich sedimenty gravitačných sklzov typicky vyvinutých medzi Chrasťou nad Hornádom a Vítkovcami, definoval Filo a Siráňová (1998) ako vítkovské brekcie. Podobné výrazné polohy karbonátového zlepenca (ale už lepšie opracovaného) v relatívne dobre vytriedených sedimentoch predbrežia možno pozorovať pozdĺž celého južného okraja CKP bazénu medzi Chrasťou nad Hornádom a Margecanmi a reprezentujú distálne časti náplavových kužeľov vchádzajúcich do morského prostredia členitým pobrežím CKP bazénu. Vítkovské brekcie sú pravdepodobne sedimentmi katastrofických prúdov a vznikli zásluhou seizmickej aktivity. Aj táto fácia, podobne ako sedimenty náplavových kužeľov, indikuje aktívnu tektoniku na okraji vtedajšieho CKP bazénu.

Sedimenty vonkajšieho predbrežia *(outer shoreface)* podrobne opísal Filo a Siráňová (1996) z oblasti Spišských Tomášoviec. V kameňolome Ďurkovec je aj stratotypová lokalita týchto sedimentov, definovaných ako tomášovské vrstvy. Podobné sedimenty sú známe aj z okolia Radačova (Haszlinszky, 1852 in Filo a Siráňová, 1996) a neformálne sa označovali ako radačovská séria, radačovský vývoj resp. radačovské pieskovce. Charakteristické sú výskytom odtlačkov rastlín a makrofaunou. Sitár (1965) podľa nálezov nahosemenných a krytosemenných rastlín interpretoval tropickú humídnu klímu eocénu s možným presahom do oligocénu. Makrofaunu od Radačova študovalo viac autorov (Haszlinszky, 1852; Volfová, 1961, 1962, 1963a, 1963b, 1964). Spoločenstvo makrofauny označili za neritické s prímesou litorálnej tanatocenózy s prevahou euryhalinných foriem a zaradili ho do eocénu až (?)oligocénu.

Sedimentom je prevažne masívny jemnozrnný a strednozrnný pieskovec s občasným výskytom roztratených obliakov. Veľmi ojedinelé sú polohy drobnozrnného zlepenca. Masívny pieskovec na stratotypovej lokalite lomu Ďurkovec vypĺňa málo výrazné široké výmole alebo malé plytké korytá, ktoré tvoria laterálne vykliňujúce vrstvy hrubé 20 až 100 cm. Podrobná analýza na tejto lokalite potvrdzuje aj častú amalgamáciu zdanlivo homogénnych vrstiev. Plytké výmole či laterálne obmedzené korytá signalizujú prítomnosť erodujúcich prúdov na šelfe. Podobné sedimenty sa často vyskytujú v distálnych častiach delt, a to zvyčajne na vonkajšom šelfe, kde je sedimentačné prostredie ovplyvnené periodickým prínosom sedimentov z pevniny.

Sedimenty vonkajšieho šelfu vystupujú na povrch aj v oblasti Kluknavy. V rozsiahlom odkryve možno vidieť najmä jemnozrnný, paralelne laminovaný, občasne aj výmoľovo zvrstvený piesok (obr. 5). Bázy často amalgamovaných vrstiev sú ostré a bez prejavov erózie. Dno občasných výmoľov miestami vypĺňajú roztratené obliaky veľké do 5 cm. Nápadná je poloha uhlia, ktorá tvorí výrazný horizont pozdĺž celého odkryvu. Opisované sedimenty, nachádzajúce sa blízko sedimentov kužeľovej delty v Štefanskej hute a sedimentov predbrežia v osade Dolina (obr. 4), pravdepodobne vznikli v prostredí vonkajšieho šelfu.



Obr. 6. Geologická mapa a lokalizácia oblasti Levočských vrchov (podľa Grossa et al., 1996, upravené).
Fig. 6. Geologic map and localization of the Levočské vrchy Mts. area (after Gross et al., 1996, modified).

Napriek tomu, že stratigrafia opísaných individuálnych terestrických a plytkomorských depozičných systémov nie je presvedčivo doložená, možno predpokladať, že pri vývoji CKP bazénu boli tieto systémy elementmi navzájom susediacich prostredí (disperzný systém) a vyvíjali sa súčasne. Aj keď z centrálnych častí bazénu nie je na vyčerpávajúcu paleoenvironmentálnu analýzu dostatok údajov, dá sa predpokladať vývoj opísaných systémov počas všetkých fáz rozvoja CKP bazénu.

Hlbokomorské depozičné systémy

Sedimenty hlbokomorských depozičných systémov tvoria najväčší objem sedimentárnej výplne CKP bazénu. Vo vývojových fázach bazénu sa ukladali v rozličných tektonickosedimentárnych podmienkach, čo sa odzrkadľuje na ich stavbe.

Depozičné prostredie prechodnej oblasti medzi podmorskými kanálmi a lalokmi (channel-lobe transition), Levočské vrchy

Levočské vrchy ležia v strednej časti východného segmentu CKP bazénu (obr. 1 a 6). Viac vrtov hĺbených v rámci hydrogeologického prieskumu v oblasti (Gíret et al., 1991; Neupauer et al., 1990), relatívne dobré odkrytie terénu a seizmické rezy z oblasti umožnili podrobné štúdium sedimentov, ktoré v tejto oblasti budujú časť turbiditného depozičného systému v koncovej časti distribučných kanálov prechádzajúcej do lalokov *(channel-lobe transition).*

Sedimentárny sled výplne CKP bazénu v študovanej oblasti tvoria bazálne sedimenty borovského súvrstvia prekryté prevažne jemnozrnnými sedimentmi hutianskeho súvrstvia, ktoré prechádzajú do obmedzeného intervalu striedajúcich sa pieskovcových a ílovcových vrstiev zuberecké súvrstvia. Celá sedimentárna sukcesia sa končí

približne 700 m hrubým pieskovcovým komplexom s podradným množstvom kalovca budujúcim bielopotocké súvrstvie, ktoré v tejto oblasti reprezentuje prostredie hlbokovodného *suprafanu.*

Nanoplanktónové spoločenstvo študované vo vzorkách patriacim bielopotockému súvrstviu s druhmi, ako je *Cyclicargolithus abisectus, Triquetrorhabdulus carinatus, Helicosphaera scissura,* udáva vek sedimentov vrchný oligocén až spodný miocén (nanoplanktónová zóna NP 24–25 a NN 1–2; Janočko et al., 1998; Soták et al., 1996).

Sedimenty navŕtané hydrogeologickými vrtmi možno rozdeliť do viacerých jednotiek (obr. 7):

• masívne pieskovce, pieskovce s obsahom obliakov a zlepence hrubé do 25 m,

• pieskovce, pieskovce s obsahom obliakov a komplexy zlepencov hrubé do 5 m,

• komplexy zložené zo striedajúcich sa tenkovrstevnatých pieskovcov a kalovcov.

Podrobnejšiu charakteristiku týchto sedimentov poskytuje množstvo odkryvov v tejto oblasti. Sedimenty v týchto odkryvoch možno charakterizovať aj viacerými litofaciálnymi jednotkami, z ktorých hlavné sú (obr. 7):

– Striedanie hrubých pieskovcových vrstiev s komplexom striedajúcich sa tenkovrstevnatých pieskovcových a kalovcových polôh (zebrovitá fácia Nelsona a Nilsona, 1997). Hrúbka pieskovcových vrstiev s ostrou a redšie aj s eróznou bázou je do 1 m. Vrstvy sú často amalgamované. Na ich báze sú nezriedka prúdové stopy udávajúce prevažujúci smer paleotransportu na SZ. Pieskovec je strednozrnný a hrubozrnný, masívny, normálne gradovaný a reprezentuje Boumove intervaly T_a, zriedkavejšie aj T_{ab}. Pieskovec uložený v tenkých vrstvách striedajúcich sa s kalovcovými vrstvami je jemnozrnný a strednozrnný, často s vyvinutými Boumovými intervalmi T_{ae}, T_{be} a T_{bce}. Časté sú *hladujúce* čeriny. Vrstvy s ostrou bázou sú hrubé do 20 cm, ich geometria je nepravidelná a niekedy laterálne vykliňujú na vzdialenosť niekoľko sto metrov. Časté sú deformácie mäkkých sedimentov *(soft-sediment deformation).* Kalovcové vrstvy majú podobnú hrúbku ako pieskovcové. Kalovec je masívny a miestami v ňom vidno šikmé čerinové zvrstvenie. Hrúbka komplexu striedajúcich sa tenkovrstevnatých pieskovcových a kalovcových polôh je približne 50 cm.

Opísané sedimenty sa pravdepodobne ukladali v oblasti distribučných kanálov a agradačných valov turbiditného systému. Hrubé pieskovcové lavice reprezentujú kanálové sedimenty, kým tenkovrstevnaté pieskovcové a kalovcové polohy sa ukladali v agradačných valoch *(levee).* Podobná litofaciálna asociácia sa často opisuje aj z prostredia prechodu distribučných kanálov do depozičných lalokov (napr. King et al., 1993).

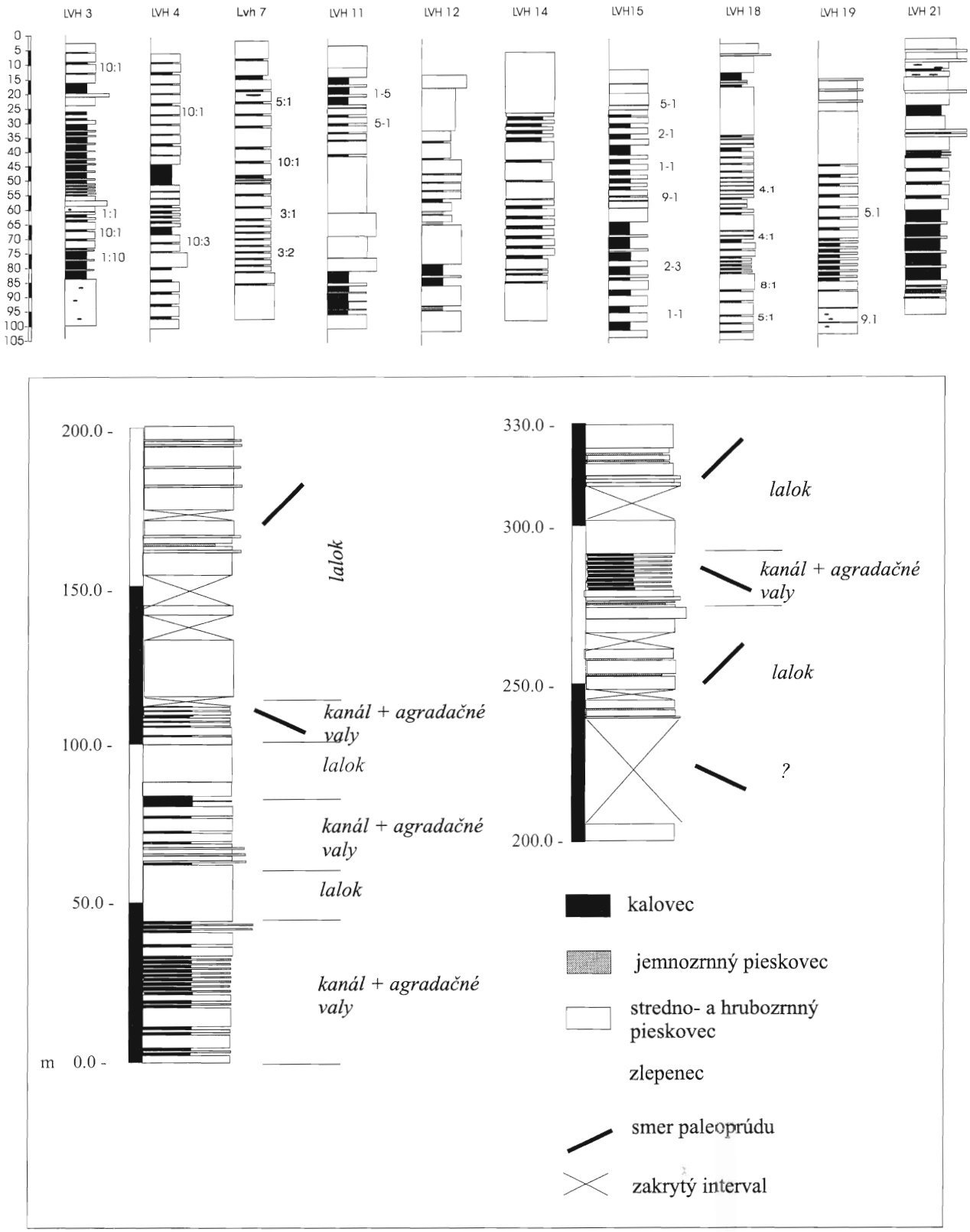
– Hrubé až veľmi hrubovrstevnaté polohy strednozrnného a hrubozrnného pieskovca, pieskovca obsahujúceho plávajúce obliaky a zlepenca. Pieskovcové vrstvy sú zväčša amalgamované, a preto sú jednotlivé vrstvy identifikovateľné iba podľa miestami zachovaných vrstevných plôch. Ojedinele sú bázy vrstiev zvýraznené plytkými výmoľmi. Jednotlivé pieskovcové litosómy sú hrubé 10–15 m. Pieskovec je masívny, zriedka normálne gradovaný s vyvinutou paralelnou laminációu, najčastejšie charakterizované Loweho jednotkami R_2, S_1 a S_2 (Lowe, 1982). Časté sú vyvinuté štruktúry po úniku vody *(water-escape structures)* a deformácie mäkkých sedimentov. Na báze pieskovcových vrstiev sa veľmi ojedinele vyvinuli prúdové stopy indikujúce smer paleotransportu na JZ. Pieskovcové litosómy sú oddelené približne 5 m hrubými polohami obsahujúcimi väčšie množstvo kalovcových vrstiev.

Vertikálna a litofaciálna súslednosť opisovaných sedimentov, charakter vrstiev, neprítomnosť väčších eróznych foriem, ako aj sedimentárne štruktúry poukazujú na prevládajúcu sedimentáciu v oblasti lalokov podmorského náplavového kužeľa tvoriacich časť turbiditného depozičného systému. Výskyt strednozrnného a hrubozrnného pieskovca a zlepenca reprezentujúcich Loweho jednotky S_1, S_2, S_3 a R_2 (l. c.) indikujú prevládajúcu sedimentáciu hustými turbiditnými prúdmi (Walker, 1978).

Opisované sedimenty sa ukladali v prostredí distribučných kanálov, ich agradačných valov a lalokov podmorského kužeľa. Podľa vrtného prieskumu možno šírku distribučných kanálov odhadnúť na 200 m až 2 km. Sú hlboké 20 až 40 m. Komplexy agradačných valov majú rozličné hrúbky. Profily odhalené vrtmi naznačujú hrúbku sedimentov 40 m, ale v odkryvoch neprekračuje 12 m. Mierny trend sedimentárnych vrstiev hrubnúť smerom nahor podmieňuje aj zvyšujúcu sa spojitosť pieskovcových telies smerom nahor pozdĺž vertikálneho profilu. Rast hrúbky agradačných valov možno zvyčajne očakávať smerom po prúde, kde sa väčšie množstvo hrubozrnného sedimentu môže transportovať ponad okraj kanálov, pretože v týchto oblastiach sú kanály už plytšie (Nelson a Nilsen, 1997). Klesajúca hrúbka agradačných valov smerom nahor (znižujúci sa podiel tenkovrstevnatých pieskovcových a kalovcových polôh smerom nahor) tak môže indikovať progradujúci systém podmorského náplavového kužeľa. Sedimenty lalokov, charakteristické vývojom, sú typické pre oblasti s intenzívnym zdvihom zdrojových oblastí a s úzkym šelfom. Takáto situácia sa často opisuje z tektonicky kontrolovaných bazénov, kde náhly zdvih zdrojových oblastí/subsidencia bazénu ústia do vývoja turbiditných lemov (*turbidite aprons;* Chan a Dot, 1983; Reading a Richard, 1985; Stow, 1985). Vývoj takýchto lemov, ktoré vznikajú laterálnym vstupom sedimentov do bazénu, môže v študovaných sedimentárnych profiloch indikovať dva odlišné smery paleotransportu, a to na SZ (axiálny systém bazénu charakterizovaný prostredím distribučných kanálov a agradačných valov) a na JZ (laterálny systém tvorený depozičnými lalokmi, obr. 7).

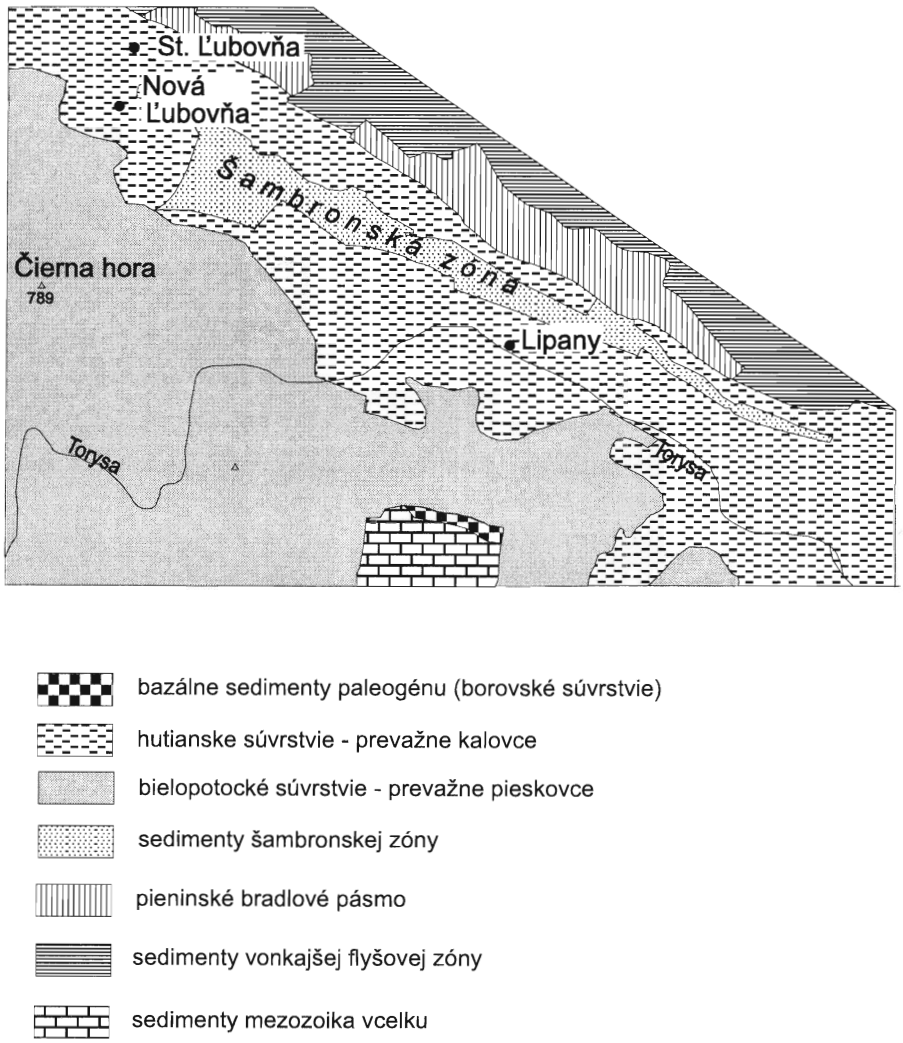
Depozičný systém laterálne obmedzeného bazénu

Vývoj CKP bazénu bol spätý s meniacim sa tektonickým režimom a ten určoval jeho geometrickú charakteristiku. Analýza jednotlivých časových úsekov sedimentov výplne bazénu *(time slices analysis)* ukazuje, že sa geometria bazénu v jednotlivých fázach jeho vývoja podstatne menila. V počiatočnom štádiu prevažovala rýchla subsi-



Obr. 7. Profil sedimentov vychádzajúcich v oblasti Tichého Potoka v Levočských vrchoch s interpretáciou ich depozičného prostredia. Znázornené sú aj geologické profily hydrogeologických vrtov série LVH.

Fig. 7. Sedimentological log showing deposits in the surroundings of the Tichý Potok village in the Levočské vrchy Mts. Interpretation of depositional environment is also shown. Geologic profiles of hydrogeologic boreholes from the area of Levočské vrchy are depicted in the upper part of the figure.



Obr. 8. Lokalizácia a geologická mapa šambronskej zóny (podľa Grossa et al., 1996, upravené).

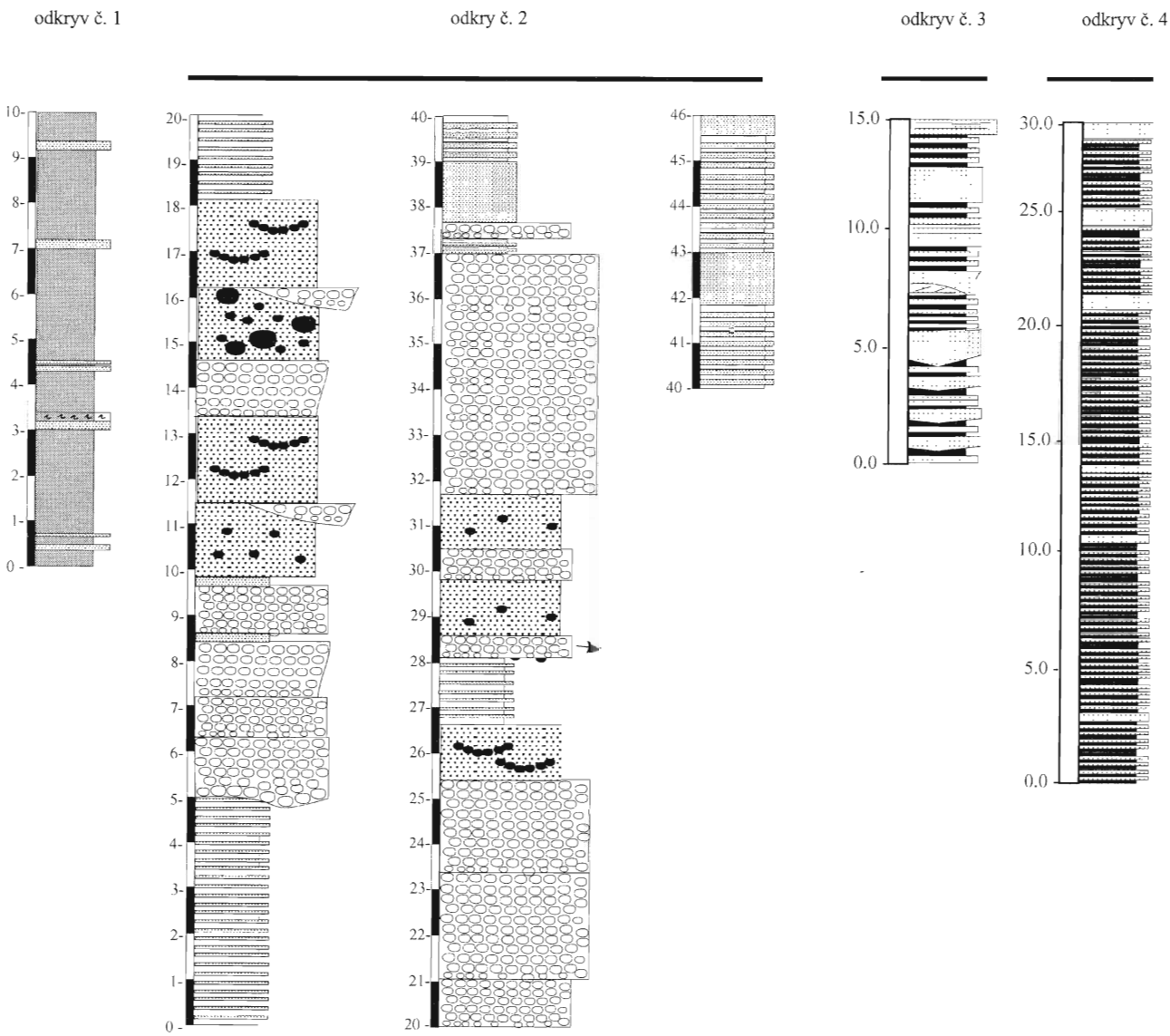
Fig. 8. Localization and geologic map of Šambron zone (after Gross et al., 1996, modified).

dencia v laterálne obmedzených bazénoch. Sedimenty takéhoto typu bazénu vystupujú v tzv. šambronsko-kamenickej oblasti vo východnej časti bazénu blízko pieninského bradlového pásma (obr. 8). Hrúbka sedimentov bazénovej výplne, ktoré sú v blízkosti bradlového pásma deformované, je až cez 3 km (vrty série Lipany). Stavbu sedimentov dobre dokumentuje viac vrtov vyhĺbených v rámci vyhľadávania uhľovodíkov (vrty série Lipany, Plavnica, Šariš-1, Šambron-1), inžinierskogeologického hydrogeologického prieskumu, seizmické rezy a povrchové odkryvy (obr. 9). Typickým pre sedimenty z tejto oblasti, ktorých vek je vrchný eocén, je ich faciálna, štruktúrna a textúrna nestálosť, blízkosť jednotlivých subprostredí depozičného systému, ktoré sú zvyčajne vyvinuté vo väčšej vzdialenosti, ako aj polymodálny smer paleoprúdenia v bazéne. Príkladom takejto charakteristiky sú sedimenty zachytené viacerými vrtmi, ale aj sedimenty v odkryvoch v tejto oblasti. V sedimentárnom defilé pozdĺž železničnej trate v Kamenici, ktoré opísalo viac autorov (napr. Marschalko, 1975; Plašienka et al., 1998; Jacko, 2000; Soták et al., 2001) vystupujú sedimenty, ktoré možno rozdeliť do nasledujúcich troch základných jednotiek.

Sú to:

– Hrubé zlepencové vrstvy s občasnými pieskovcovými polohami a striedajúce sa tenkovrstevnaté pieskovcové a kalovcové polohy. Zlepenec má podpornú štruktúru klastov, ale ojedinele možno pozorovať aj zlepenec s podpornou štruktúrou matrixu. Je masívny a inverzne gradovaný. Normálna gradácia je ojedinelá. Veľkosť klastov je rozličná, maximálna spozorovaná bola 120 cm. Klasty sú prevažne z karbonátov a v menšom množstve z kryštalických bridlíc a zo žilného kremeňa. Medzernou hmotou zlepencov je hrubozrnný pieskovec a jemnozrnný zlepenec. Zlepenec tvorí vrstvy hrubé až 4 m, ktoré sú často amalgamované. Báza vrstiev je ostrá a menej erózna. Prúdové stopy ukazujú prevládajúci smer paleotransportu na Z a SZ. Pieskovec a pieskovec s obliakmi sa v tejto jednotke vyskytujú redšie. Strednozrnný a hrubozrnný pieskovec vytvárajú vrstvy s ostrou bázou a zvyčajne majú masívnu štruktúru.

– Hrubovrstevnaté polohy jemnozrnného až hrubozrnného pieskovca. Pieskovec je masívny, paralelne lemovaný a miestami aj čerinovo šikmo zvrstvený. Často obsahuje kalovcové intraklasty v spodnej časti vrstiev. V pieskovci



Obr. 9. Sedimentologické profily sedimentov šambronskej zóny vystupujúcich v oblasti Kamenice.
Fig. 9. Sedimentological logs of deposits cropping out near Kamenica in Šambron zone.

možno kde-tu vidieť aj difúzne kanáliky vyplnené drobnými obliakmi. Ojedinelé prúdové stopy signalizujú prevažujúci smer paleotransportu na Z. Hrubé pieskovcové lavice sú prevrstvené striedajúcimi sa tenkými pieskovcovými a kalovcovými vrstvami. Vrstvy majú ostrú bázu a často laterálne vykliňujú. Hrúbka tejto skupiny vrstiev je okolo 20–30 cm.

– Striedajúce sa tenké pieskovcové a kalovcové vrstvy. Pieskovec je masívny, paralelne laminovaný a čerinovo šikmo zvrstvený, kalovec čiernosivý, masívny a paralelne laminovaný.

Tri opísané litofaciálne asociácie predstavujú depozíciu v rozličných častiach hlbokomorského depozičného systému, a to od sedimentácie v kaňone (prvá jednotka) cez sedimentáciu v oblasti depozičných lalokov (*suprafan?* lem?) resp. prechodu distribučných kanálov do lalokov (druhá jednotka) až po sedimentáciu v oblastiach medzi distribučnými kanálmi (tretia jednotka). Napriek tomu, že sú sedimenty tektonicky laterálne zblížené (Plašienka et al., 1998; Jacko, 2000), blízkosť častí depozičného systému je podmienená predovšetkým obmedzeným priestorom depozície. Táto obmedzenosť sa neprejavila zmenšením akomodačného priestoru, ktorý sa vďaka intenzívnej subsidencii nezmenšoval, ale laterálnym obmedzením bazénu.

Prevažujúci smer prúdenia v sedimentoch pri Kamenici je z V na Z resp. zo SV na JZ. V oblasti kúpeľov Nová Ľubovňa, ktoré sú na sz. hranici šambronsko-kamenickej zóny, je smer paleoprúdenia zo S na J a jedna prúdová stopa dokonca indikovala prúdenie zo Z na V. Podobné smery z tejto oblasti uvádza aj Marschalko (1975). Sedimenty indikujú typické prostredie distribučných kanálov a medzidistribučných oblastí, ale aj typické sedimenty lemu.

Uvedená charakteristika poukazuje na sedimentáciu v laterálne obmedzenom bazéne, ktorý bol vo vrchnom eocéne v šambronsko-kamenickej oblasti.

Axiálny hlbokovodný depozičný systém CKP bazénu

Jedným z hlavných faktorov ovplyvňujúcich vývoj hlbokovodného systému je morfológia bazénu. Turbiditný prúd, ale aj konturity sa pod vplyvom rozličných prekážok a elevácie na morskom dne ohýbajú, odrážajú, resp. prekážky obtekajú. Tektonika, ktorá CKP bazén otvárala, mala rozhodujúci vplyv aj na jeho morfológiu. Fáza extenzného roztvárania sa bazénu, ktorá začala prevládať od stredného eocénu, spôsobila postupnú subsidenciu územia rovnobežnú s pieninským bradlovým pásmom a vytvorenie pozdĺžneho bazénu, ktorý mal vo východnej časti generálny sklon dna od JV na SZ. Tento tvar ovplyvnil aj vývoj axiálneho hlbokovodného depozičného systému, ktorý časť autorov stotožňuje s longitudinálnym turbiditným systémom bazénu (napr. Marschalko, 1965, 1966; Baráth et al., 1997; Soták et al., 2001). Títo autori predpokladajú veľkú výdrž axiálnych turbiditných prúdov vstupujúcich do bazénu z doteraz neidentifikovaného zdroja na JV a pokračujúcich pozdĺž osi bazénu až do oblasti Spišskej Magury.

Podrobná analýza sedimentárnej výplne bazénu ukazuje premenlivý vývoj sedimentov pozdĺž osi bazénu. Mení sa hrúbka pieskovcových vrstiev, pomer pieskovec kalovec a podľa tvaru telies je jasné aj to, že sa aj erózna schopnosť axiálnych turbiditných prúdov menila z miesta na miesto, čo kontrastuje s filozofiou postupne sa spomaľujúceho turbiditu vytvárajúceho klasickú schému vnútorného, stredného a vonkajšieho kužeľa. V regióne Spišskej Magury, kde by sa mali vyskytovať tenkovrstevnaté pieskovcové a kalovcové telesá typické pre distálnu, vonkajšiu časť kužeľa, sú v zubereckom súvrství miestami hrubé vrstvy pieskovca, synsedimentárne vrásy indikujúce pozitívny reliéf terénu atď. Sedimentologická analýza hrubovrstevnatých pieskovcových telies Levočských vrchov ukázala, že vznikli v tranzitnej oblasti medzi distribučnými kanálmi a lalokmi hlbokovodného kužeľa, čo vylučuje vysvetľovanie hruboklastickej sedimentácie v tejto oblasti postupným splytčovaním a zapĺňaním bazénu sedimentmi. Takúto interpretáciu najnovšie popiera aj datovanie tufitických sedimentov v oblasti, ktoré poukazuje na hlbokovodný charakter bazénu (Uhlík et al., 2002).

Prirodzený sklon bazénu určil aj prevládajúcu dnovú cirkuláciu vodnej masy z JV na SZ resp. z V na Z. Subsidencia bazénu resp. výzdvih okolitých jednotiek spôsobovali prínos sedimentov do bazénu. Prínos nebol konštantný, ale závisel od výzdvihu jednotlivých tektonicky obmedzených blokov v okolí bazénu. Sedimenty, ktoré mohli vstupovať do bazénu zo všetkých strán, sa postupne stáčali do axiálneho smeru JV–SZ a menili svoj smer na SZ (pozri aj Marschalko, 1965). Keďže na rozličných miestach vstupovalo do bazénu nerovnaké množstvo sedimentov, sedimentárna výplň sa z miesta na miesto veľmi odlišuje. Táto interpretácia existenciu výrazného axiálneho turbiditného systému v CKP bazéne spochybňuje.

Záver

Centrálnokarpatský paleogénny bazén je bazén s komplexným tektonickým a sedimentologickým vývojom. Jeho pozícia na aktívnom okraji karpatsko-panónskeho bloku spôsobila, že sa podstatná časť tektonického a sedimentárneho záznamu z iniciálnych období jeho evolúcie deštruovala a to interpretáciu vývoja bazénu v jeho prvých štádiách veľmi sťažuje. Napriek tomu, podľa vývoja a priestorového rozloženia sedimentov možno predpokladať, že sa prvá vývojová fáza, ktorá sa pravdepodobne udiala v podmienkach horizontálnych pohybov pri severnom okraji bazénu, začala minimálne v strednom eocéne. Pokračujúca konvergencia severoeurópskej platformy a karpatsko-panónskeho bloku vyvolávala deštrukciu najsevernejšie položených bazénov. Sedimentáciu diktovala intenzívna subsidencia a zároveň rýchle vynáranie okolitých blokov predstavujúcich zdrojové oblasti sedimentov. Príkladom takejto sedimentácie je šambronsko-kamenická oblasť, v ktorej sú uložené sedimenty veľkej hrúbky s typickou rýchlou faciálnou zmenou a s rozličnými smermi paleotransportu.

Od vrchného eocénu panovala v CKP bazéne extenzia s diferencovaným výzdvihom okolitých zdrojových oblastí a rozhodovala o množstve a intenzite prínosu sedimentov do bazénu. Priestorová distribúcia litofácií indikuje rozhodujúcu úlohu laterálneho prínosu sedimentov do pozdĺžneho bazénu so sklonom dna z V na Z, čo spôsobovalo stáčanie prúdov smerom na Z. Zdá sa, že úloha axiálneho turbiditného systému v CKP bazéne bola veľmi malá.

Dôležitou súčasťou sedimentárnej výplne bazénu sú aj terestrické a plytkomorské sedimenty uložené vo fluviálnom prostredí, v prostredí náplavových kužeľov a kužeľových delt, ako aj v prostredí vnútorného a vonkajšieho šelfu. Dá sa predpokladať, že sedimenty jednotlivých prostredí tvorili v čase ich sedimentácie jednotnú laterálnu sústavu fácií *(facies tract)*.

Poďakovanie: Článok je súčasťou projektu Tektogenéza sedimentárnych panví Západných Karpát financovaného MŽP SR a grantu VEGA 1/7389/20.

Literatúra

Andrusov, A., 1950: Tektonická stavba masívu Širokej (Vysoké Tatry). *Geol. sbor. Slov. akad. vied, 1, 1, s. 19–31*

Baráth, I. & Kováč, M., 1995: Systematics of gravity-flow deposits in the marginal Paleogene formations between Markušovce and Kluknava villages (Hornád Depression). *Mineralia Slov., Geovestník, 27, 1, 6 s.*

Baráth, I., Kováč, M., Soták, J. & Lankreijer, A., 1997: Tertiary collision, metamorphism and basin forming processes in the Eastern Slovakia (central West Carpathians). *In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds). Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slovaca – Monogr., Bratislava, pp. 65–78.*

Bartholdy, J., Bellas, S. M., Cosovic, V., Fucek, V P & Keupp, H., 1999: Processes controlling Eocene mid-latitude larger Foraminifera accumulations: Modelling of the stratigraphical architecture of a fore-arc basin (Podhale Basin, Poland). *Geol. Carpath., 50, 6, pp. 435–448.*

Bieda, F., 1959: Paleontologiczna stratygrafia eocenu tatrzanskikego i fliszu podhalanskiego. *Biul. Inst. geol., 149, pp. 215–224.*

Bieda, F., 1960: Fauny numulitowe w eocenie tatrzanskim. *Biul. Inst. geol., 141, pp. 5–31.*

Bieda, F., 1963: Duże otwornice eocenu tatrzańskiego. *Prace Inst. geol. (Warszawa), 36, pp. 3–215.*

Bielik, M., 1995: Continental convergence in the area of the Western Carpathians on the basis of density modelling. *Geol. Carpath., 46, pp. 3–12.*

Bielik, M., Šefara, J., Soták, J., Bezák, V. & Kubeš, P., 1998: Deep structure of the Western and Eastern Carpathian junction. *In: Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Dionýz Štúr's Publishers, Bratislava, pp. 259–271.*

Birkenmajer, K., 1988: Exotic Andrusov ridge: its role in plate tectonic evolution of the West Carpathian fold belt. *Stud. geol. pol., 91, pp. 7–37.*

Buček, S., 2001: Borové Formation of Middle Eocene age east of the Tatra Mts. *Slovak Geol. Mag., 7, 1, pp. 45–52.*

Buday, T. (ed.), 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl 2. Západní Karpaty. Sv. 2. *Ústř. ústav geol., Praha, 651 s.*

Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F. & Kováč, M., 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics, 208, pp. 221–241.*

Dewey, J. F., Helman, M. L., Tuco, E., Hutton, D. H. Q. & Knott, S. D., 1989: Kinematics of the Western Mediterranean. *In: Coward, M. P., Dietrich, D. & Park, R. G. (eds): Alpine Tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc., London, 45, pp. 265–283.*

Ďurkovič, T., Lukáčik, E., Samuel, O., Halouzka, R., Kováčik, M. & Jetel, J., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Toporec, Podolínec, Stará Ľubovňa, Plaveč. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Filo, I. & Siráňová, Z., 1996: Tomášovské vrstvy – nová litostratigrafická jednotka podtatranskej skupiny. *Geol. práce, Správy, 102, 10 s.*

Filo, I. & Siráňová, Z., 1998: Hornádske a chrastianske štrky – nové oblastné litostratigrafické jednotky podtatranskej skupiny. *Geol. práce, Správy, 103, s. 35–51.*

Gross, P., Papšová, J. & Köhler, E., 1973: Sedimentológia a stratigrafia vrchnej časti bazálnej litofácie centrálnokarpatského paleogénu od Šarišskej vrchoviny po Liptovskú kotlinu. *Manuskript – archív GSSR, Bratislava.*

Gross, P., Köhler, E. & Borza, K., 1982: Zlepencové podmorské kužele z vnútrokarpatského paleogénu pri Pucove. *Geol. práce, Správy, 77, s. 75–86.*

Gross, P., Köhler, E. & Samuel, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. *Geol. práce, Správy, 81, s. 103–118.*

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, P., 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. Mapa 1 . 50 000. *Bratislava, GSSR.*

Haszlinszky, F., 1852: Das Thal der Schvinka bei Radács im Sároser Comitate, sudostlich von Eperies. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien).*

Holmes, A., 1965: Principles of physical geology. 2nd ed. London, Thomas Nelson. 1288 p.

Chan, M. A. & Dott, R. H. Jr., 1983: Shelf and deep-sea sedimentation in Eocene forerc basin, Western Oregon – Fan or non-fan? *Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Bull., 67, 11, pp. 2100–2116.*

Chmelík, F., 1958: Zavěrečná zpráva o geologických výzkumech centrálněkarpatského paleogénu v oblasti Nízkých a Vysokých Tater, Spišské Magury a Levočského pohoří za rok 1957 *Manuskript – archív GSSR, Bratislava.*

Chmelík, F., 1959: Zpráva o geologických výzkumech centrálněkarpatského paleogénu v oblasti Nízkých a Vysokých Tater, Spišské Magury a Levočského pohorí. *Zpr. geol. Výsk. v Roce 1956, Praha.*

Chmelík, F., 1963: Centrálnokarpatský flyš. *In: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Zborov – Košice. Bratislava.*

Jacko, S., 2000: Structural research of the NE margin of the Central Carpathian Paleogene Basin: Kamenica railway section, Eastern Slovakia. *Mineralia Slov., 32, pp. 301–302.*

Jacko, S. & Janočko, J., 2002: Prejavy spodnomiocénnej transpresie v okolí bradlového pásma na východnom Slovensku. (In prep.)

Janočko, J., 2001: Fluvial and alluvial fan deposits of Torysa and Hornád rivers in the Košice Basin, Slovakia: Relationship and Quaternary evolution. *Slovak Geol. Mag.*

Janočko, J., 2002: Terrestrial and shallow-marine deposits of Central-Carpathian Paleogene Basin. Example from Eastern Slovakia. *Geol. Carpath., pp. 43–44.*

Janočko, J., Hamršmíd, B., Jacko, S. & Siráňová, Z., 1998: Suprafan and channel-and-levee deposits near Tichý Potok, Levoča Mts.; Central-Carpathian Paleogene Basin, Slovakia. *Slovak Geol. Mag., 4, 1, pp. 3–15.*

Janočko, J. & Karoli, S., 2000: Tertiary development of the Eastern Slovakia. *In: Jacko, S., Janočko, J. & Lexa, J. (eds.): Geology and prospecting in the Carpathians. Mineralia Slov., 32, 3, pp. 281–284.*

Janočko, J. & Soták, J., 2001 Sedimentary sequences and depositional systems of the Central Carpathian Paleogene Basins. Guidebook to IAS field trip, Slovakia, 2001. 58 p.

Janočko, J., Gross, P., Polák, M., Potfaj, M., Jacko, S., ml., Rakús, M., Halouzka, R., Jetel, J., Petro, Ľ., Kubeš, P., Buček, S., Köhler, E., Siráňová, Z., Zlínska, A., Halásová, E., Hamršmíd, B., Karoli, S., Žec, B., Fejdiová, O., Milička, J., Boorová, D. & Žecová, K., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Spišskej Magury, 1 . 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ, 174 s.*

King, P. R., Scott, G. H. & Robinson, P H., 1993: Description, correlation and depositional history of Miocene sediments outcropping along North Taranaki Coast. *Inst. Geol. Nuclear Sc., Ltd., 199 p.*

Köhler, E., 1998: The last occurrences of large nummulites in the Western Carpathian Eocene. *Zem. Plyn Nafta, 43, 1, pp. 163–172.*

Konta, J., 1954: Petrografické a chemické studium bauxitu od Markušovců. *Rozpr. Čes. Akad. Věd, Praha, 64, s. 11–49.*

Koráb, T., 1986: Výskum vnútrokarpatského paleogénu a jeho podložia v Šarišskej vrchovine a v Levočskom pohorí. Záverečné naftovo-geologické zhodnotenie oblasti na základe vrtu Šariš-1. *Manuskript – archív GSSR Bratislava.*

Kuenen, P H. & Magliorini, C. I., 1950: Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. Geol., 58, pp. 91–127*

Kulka, A., 1984: Nummulites brongniarti, N. puschi, N. perforatus, N. millecaput de l Eocene de Tatras (Karpates polonaises), determinatio en lames nimces. *Rev. Paléobiol., 3 (2), pp. 269–279.*

Kullmanová, A. & Rudinec, R., 1988: Paleogénne súvrstvie a jeho mezozoické podložie v Spišsko-šarišskom medzihorí (vrt Plavnica-1). *Mineralia Slov., 20, 5, s. 455–461.*

Leeder, M. R., 1982: Sedimentology: process and product. *London, Allen and Unwin, 344 p.*

Leško, B., 1958: Prehľad geologie paleogénu južnej časti Levočského pohoria a priľahlých kotlín. *Geol. práce, Správy, 12, s. 14–26.*

Leško, B., Ďurkovič, T., Franko, O., Gašpariková, V., Harča, V., Nemčok, J., Kullmanová, A., Jandová, V., Krištek, J., Vaňová, M., Štěrba, L., Rudinec, R., Smetana, J., Šupina, Z., Wunder, D., Kuděra, L. & Fáber, P., 1982: Oporný vrt Lipany 1. *Region. Geol. Západ. Karpát, 18, 78 s.*

Lillie, R. J., Bielik, M., Babuška, V & Plomerová, J., 1994: Gravity modelling of the lithosphere in the Eastern Alpine-Western Carpathian-Pannonian Basin region. *Tectonophysics, 231, pp. 215–235.*

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, 1, pp. 279–297*

Marschalko, R., 1961: Sedimentologic investigation of marginal lithofacies in Flysch of Central Carpathians (North of Čierna Hora and The East of Branisko). *Geol. práce, Zoš., 60, pp. 197–231*

Marschalko, R., 1962: Stratigrafický výskum flyša severne od Čiernej hory. *Geol. práce, Zoš., 63, s. 15–22.*

Marschalko, R., 1965: Sedimentárne textúry a paleoprúdenie v okrajových flyšových litofáciách. *Geol. práce, Správy, 34, s. 75–102.*

Marschalko, R., 1966: Origin and depositional history of Basal Formation (Central Carpathian Paleogene). *Geol. zbor. Geol. Carpath., 17, 2, pp. 311–337*

Marschalko, R., 1968: Facies distribution, paleocurrents and paleotectonics of the Paleogene flysch of Central West Carpathians. *Geol. zbor. Geol. Carpath., 19, 1, pp. 69–94.*

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, s. 129–163.*

Marschalko, R., 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepencov bradlového pásma a priľahlých tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku (východné Slovensko). *Náuka o Zemi, Sér. geol., 10, 143 s.*

Marschalko, R., 1978: Vývoj sedimentárnych bazénov a paleotektonické rekonštrukcie Západných Karpát. Paleogeografický vývoj Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ, s. 49–80.*

Marschalko, R., 1980: Evolution of Paleocene-Lower Eocene trough on contact between Pieniny Klippen Belt and Central West Carpathian block (on exemple of Súľovské vrchy Hills). *Geol. Carpath., 31, 4, pp. 513–521.*

Marschalko, R. & Samuel, O., 1960: Predbežná správa o nálezoch oligocénu v paleogéne centrálnych Karpát. *Geol. práce, Správy, 19, s. 95–108.*

Marschalko, R. & Radomski, A., 1970: Sedimentárne textúry a vývoj okrajových fácií eocénneho flyša pri Ždiari (Vysoké Tatry). *Geol. práce, Správy, 53, s. 85–97.*

Marschalko, R. & Samuel, O., 1993: Sedimentológia východnej vetvy súľovských zlepencov. *Západné Karpaty, Sér. Geol., 17, s. 7–38.*

Mello, J., Filo, I., Havrila, M., Ivan, P., Ivanička, J., Madarás, J., Németh, Z., Polák, M., Pristaš, J., Vozár, J., Vozárová, A., Liščák, P., Kubeš, P., Scherer, S., Siráňová, Z., Szalaiová, V. & Žáková, E., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Galmusu a Slovenského raja. *Bratislava, ŠGÚDŠ, 250 s.*

Mutti, E., 1992: Turbidite Sandstones. *Spec. Publ. Agip, Milan, 275 p.*

Nelson, C. H. & Nilsen, T. H., 1997: Modern and ancient deep-sea fan sedimentation. Lecture Notes for SEPM Short Course No 14. SEPM, Tulsa, Oklahoma.

Nemčok, J., 1990: Geologická mapa Pienin, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Nemčok, J. & Vaňová, M., 1977: Redeposition of larger foraminifers in East Slovakian Flysch Belt. *Geol. práce, Správy, 46, 3, pp. 151–159.*

Nemčok, J., Gašparíková, V., Snopková, P., Vaňová, M., Ďurkovič, T. & Zakovič, M., 1977: Štruktúrny vrt Pu-1 Šambron (Ľubovnianska vrchovina). *Region. Geol. Západ. Karpát, 8, 72 s.*

Nemčok, J., Zakovič, M., Gašparíková, V., Ďurkovič, T., Snopková, P., Vrana, K. & Hanzel, V., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape Pienin, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ, 131 s.*

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 s.*

Nemčok, M., Keith, J. F. & Neese, D. G., 1996: Development and hydrocarbon potential of the Central Carpathian Paleogene Basin, West Carpathians, Slovak Republic. Peri-Tethys Memoir 2: Structure and prospects of alpine basins and forelands. *In: P. A. Ziegler & F Horvath: Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle, 170, pp. 321–342.*

Nemec, W., 1988: What is fan delta and how do we recognize it? *In: W. Nemec & R. J. Steel (eds): Fan Deltas: Sedimentology an tectonic setting. Blackie, pp. 3–13.*

Nemec, W. & Steel, R., 1984: Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. *In: E. H. Kostner & R. Steel: Sedimentology of gravels and conglomerates. Canad. Soc. Petrol. Geol., Memoir, 10, 31 p.*

Nilsen, T., 1995: Strike-slip basins. *In: C J. Busby & R. V. Ingersoll (eds.): Tectonics of sedimentary basins. Blackwell Sc. 579 p.*

Olszewska, B. W. & Wieczorek, J., 1998: The Paleogene of the Podhale Basin (Polish Inner Carpathians) – micropaleontological perspective. *Przegl. geol., 46, 8/2, pp. 721–728.*

Pícha, F., 1964: Mangánové rudy paleogénu centrálních Karpat a jejich geneze. *Věst. Ústř. úst. geol., Praha. 39, s. 251–259.*

Plašienka, D., Soták, J. & Prokešová, R., 1998: Structural profiles across the Šambron-Kamenica Periklippen Zone of the Central Carpathian Paleogene Basin in NE Slovakia. *Mineralia Slov., 30, s. 173–184.*

Priechodská, Z., 1966: O výskytoch sedimentárnych Mn rúd v juhozápadnej časti Levočského pohoria a v Spišskej kotline. *Geol. práce, Správy, 40, s. 133–143.*

Reading, H. G. & Richards, M., 1985: Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 78, 5, pp. 792–822.*

Rényi, K., Marko, I. & Mihálik, F., 1987: Záverečná správa a výpočet zásob – Markušovce. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Royden, L. H., 1993: The tectonic expression of slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics, 12, pp. 303–325.*

Rudinec, R., 1978: Nový pohľad na rozšírenie soľonosného súvrstvia karpatu a vnútrokarpatského paleogénu. *Geol. práce, Správy, 71, s. 59–68.*

Rudinec, R., 1981: Záverečná správa z vrtu Lipany-2. *Manuskript – archív Nafta Michalovce, 14 s.*

Rudinec, R. & Řeřicha, M., 1985: Záverečná správa vrtu Lipany-5. *Manuskript – archív Nafta Michalovce, 7 s.*

Salaj, J., 1987: Integrated microbiostratigraphy of the Albian to basal Santonian and its problems. *Geol. zbor. Geol. Carpath., 38, 3, pp. 357–370.*

Salaj, J., 1995: Geológia stredného Považia. Bradlové a pribradlové pásmo so súľovským paleogénom a mezozoikom severnej časti Strážovských vrchov. 1. časť. *Zem. Plyn Nafta, 39, 3, s. 195–291.*

Samuel, O., 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. *Geol. práce, Správy, 59, s. 285–298.*

Samuel, O., 1973: Paleogeografický náčrt a prejavy orogenetických fáz v paleogéne Západných Karpát Slovenska a v priľahlej časti maďarského stredohoria. *Geol. práce, Správy, 60, s. 55–83.*

Samuel, O. & Salaj, J., 1968: Microbiostratigraphy and foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. *Bratislava, GÚDŠ, 232 p.*

Sitár, V., 1965: Správa o veku terciérnych sedimentov Breznianskej kotliny na základe makroflóry. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Soták, J., 1998: Sequence stratigraphy approach to the Central Carpathian Paleogene (Eastern Slovakia): eustasy and tectonics as controls of deep-sea fan deposition. *Slovak Geol. Mag., 4, 3, s. 185–190.*

Soták, J., 1998b: Central-Carpathian Paleogene and its constrains: reply to Gross and Filo's and Potfaj's comments. *Slovak Geol. Mag., 4, 3, pp. 203–211.*

Soták, J., Bebej, J. & Biroň, A., 1996: Detrital analysis of the Paleogene flysch deposits of the Levoča Mts.: evidence for sources and paleogeography. *Slovak Geol. Mag., 3–4, pp. 345–349.*

Soták, J., Michalík, J., Reháková, D. & Hamršmíd, B., 1997: Paleogene sediments below the base of a Mesozoic nappe in the Humenské vrchy Mts. (Podskalka borehole): Stratigraphic constraints for Tertiary thrust tectonics. *Geol. Carpath., 48, 3, pp. 193–203.*

Soták, J., Pereszlényi, M., Marschalko, R., Milička, J. & Starek, D., 2001: Sedimentology and hydrocarbon habitat to the submarine-fan deposits of the Central-Carpathian Paleogene Basin (NE Slovakia). *Mar. Petrol. Geol., 18, pp. 87–114.*

Stow, D. A. V., 1985: Brea oilfield turbidite system, North Sea. *In: A. H. Bouma, W. R. Normark & N. E. Barnes (eds): Submarine fans and related turbidite systems. New York, Springer Verlag, pp. 231–236.*

Štúr, D., 1860: Bericht uber die geologische Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. *Jber K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 11.*

Uhlig, V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. *In: Bau und Bild der Osterreichs. Wien–Leipzig.*

Uhlík, P., Biroň, A., Šucha, V., Andrejeva-Grigorovič, A., Clauer, N. & Halásová, E., 2002: Illit-smektit z vulkanoklastických polôh – zdroj informácii o histórii centrálnokarpatského paleogénu. *Mineralia Slov.* (in press).

Volfová, J., 1961: Ročná správa o predbežných makropaleontologických výskumoch na liste Spišská Nová Ves. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Volfová, J., 1962: Makrofauna centrálního paleogénu východního Slovenska. *Geol. práce, Zoš., 63, s. 93–97.*

Volfová, J., 1963a: Predbežná správa o makrofaune na listoch Spišská Nová Ves a Gelnica (1 : 50 000). *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Volfová, J., 1963b: Záverečná správa o makrofaune na liste Hranovnica (1 : 50 000). *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Volfová, J., 1964: Ročná správa o predbežných makropaleontologických výskumoch na liste Spišská Nová Ves. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Wagreich, M. & Marschalko, R., 1995: Late Cretaceous to Early Tertiary paleogeography of the Western Carpathians (Slovakia) and the Eastern Alps (Austria): Implication from heavy mineral data. *Geol. Rdsch., 84, pp. 187–199.*

Walker, R. G., 1978: Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *Amer Assoc. Petrol. Geologists, Bull., 62, pp. 932–966.*

Wieczorek, J., 1989: Model Hecho dla fliszu podhalanskiego? *Przegl. geol., 37, 9, pp. 419–423.*

Wieczorek, J. & Olszewszka, B., 1999: Mesozoic basement of the Podhale Basin (Western Carpathians, Poland). *Geol. Carpath., 50, pp. 84–86.*

Winkler, W & Slaczka, A., 1994: A Late Cretaceous to Paleogene geodynamic model for the Western Carpathians in Poland. *Geol. Carpath., pp. 71–82.*

Central-Carpathian Paleogene basin – evolution and depositional system

The Central-Carpathian Paleogene Basin is a basin with complex tectono-sedimentary history. The basin position at the active margin of the Carpathian-Panonnian block resulted in prevailing destruction of tectonic and sedimentary records from its initial stages of evolution. However, based on spatial distribution, facies association and biostratigraphy (e. g. Samuel, 1972; Samuel and Salaj, 1968; Salaj, 1962, 1995) of sediments as well as some structural data (Jacko and Janočko, in press) we can assume first stage of the basin opening in the Paleocene when due to oblique stress the partial strike-slip basins were formed. The continuing convergence of the North-European platform and Carpathian-Panonnian block resulted in destruction of the northernmost situated basins. The deposition in these basins was determined by intensive subsidence and fast uplift of surrounding blocks yielding huge amount of sediments into the basins. Typical examples of this stage are the deposits of the Súľov area or in the Šambron-Kamenica zone.

Since the Middle Eocene the basin evolved in extensional regime. The basin widened southward and gradually flooded older terrestrial deposits. In the eastern, studied part of the basin, we assume NW dip of the basin floor according to the prevailing NW palaeoflow direction. The variable thickness of sandstone and mudstone as well as spatial distribution of sediments characterized by different facies associations suggest major role of the sedimentary flows entering basin laterally. After reaching the basin axis, the flows were turn into NW direction.

Marginal deposits of the basin are represented by terrestrial, mostly fluvial, alluvial fan and slope deposits as well as by fan deltaic and shelfal deposits. All these deposits indicate active tectonics during the basin evolution. Good sediment outcrops rendered lateral correlation of deposits and definition of lateral facies tracts.

Mineralia Slovaca, 34 (2002), 181–190

Zlatá mineralizácia v tribečskom rudnom rajóne

JURAJ KNÉSL a ALŽBETA KNÉSLOVÁ

KKÁ-DSGC – Disseminated Slovak Gold Consulting, Šalgotarjánska 3, 974 04 Banská Bystrica

(Doručené 17. 6. 2002, revidovaná verzia doručená 5. 11. 2002)

The gold mineralization in the Tribeč Mts. ore district

The gold mineralization has been discovered in the Tribeč ore district for the first time in only about 1970. The first informations about the presence of gold have been obtained by results of the regional panning. Sometimes later, there have been found out in this area also the gold-bearing primary rocks. According to the positive results of the regional geochemical survey, the limited exploration activities were carried out at some localities, financed by foreign capital. All these activities were intended on gold. Nevertheless, because of intense decreasing of the world gold prices, the all gold exploration in Tribeč area was interrupted in 1998. This article deals with the all up to present known gold occurrences and indications of the Au mineralization within the Tribeč ore district. The main attention is given to the Razdiel part of the district, where exist the most favorable conditions for the presence of disseminated-types of Au mineralization (Penhýbel-Sokolec, Píla, Jedľové Kostoľany, Razdiel and Skalka areas). The discovered gold is hosted mostly by carbonate rocks of Mesozoic age being strongly altered (silicification, up to jasperoids). The presence of silicified carbonates and mainly jasperoids, is considered here as the main indicator of the gold mineralization. It is expected, that the near-surface small gold deposits hosted by silicified carbonate rocks (Carlin-type) could be discovered at Razdiel area in the near future. According to the preliminary knowledges, the Razdiel area can be considered as the most perspective target regarding the presence of the Carlin-type Au ores in Slovakia.

Key words: Carlin-type gold mineralization, exploration activities, geochemical survey, jasperoids, ore district, panning, silicification

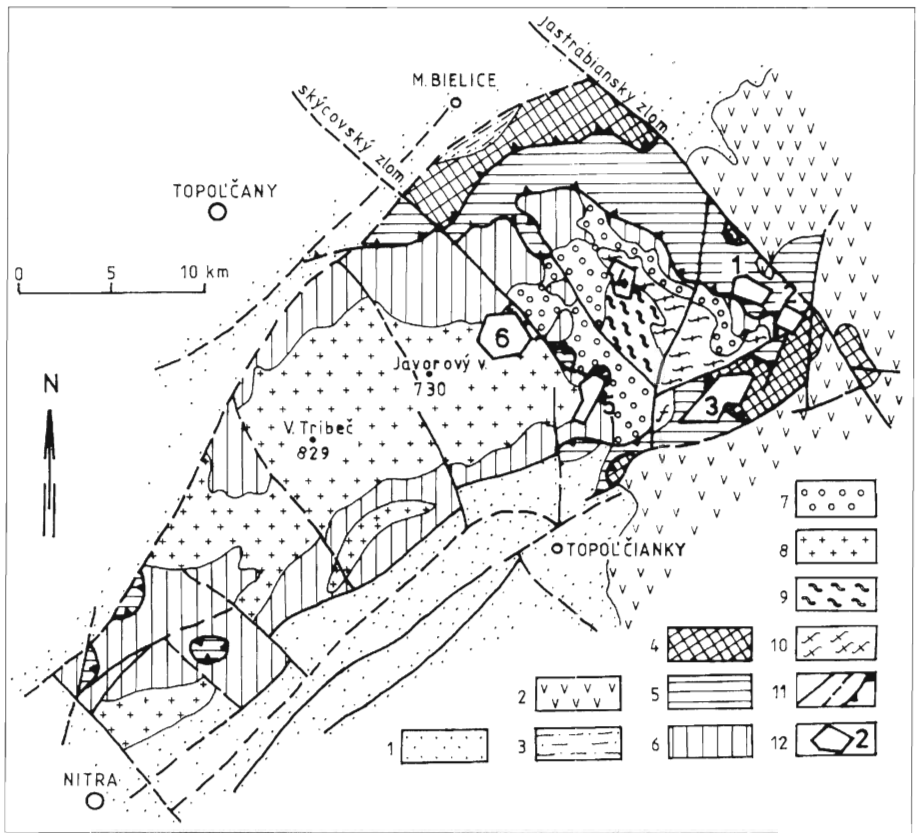
Úvod

Tribečský rudný rajón, priestorovo takmer totožný s pohorím Tribeč, je na V obklopený Žitavskou pahorkatinou, na Z a J Tribečským podhorím a Nitrianskou nivou. Jeho sv. okraj je už súčasťou geomorfologického celku Vtáčnika a jv. okrajom zasahuje až do Považského Inovca. Z geologickoštruktúrneho hľadiska je Tribeč najzápadnejším výbežkom vnútorného pásma jadrových pohorí Západných Karpát, obnaženým spod terciérnych sedimentov podunajskej panvy. Pohorie vytvára hrast smeru SV–JZ, rozdelený skýcovským systémom zlomov na severnú (razdielsku) a južnú (zoborskú) časť (Maheľ, 1986, obr. 1). Na geologickej stavbe rajónu sa zúčastňujú horniny tatridného kryštalinika a jeho obalovej sekvencie, veporidný permsko-mezozoický komplex s kryštalinickým fundamentom, mladopaleozoicko-triasový súbor hronika a pokryvné terciérne a kvartérne sedimenty. Do sv. okraja rajónu zasahujú i neogénne vulkanity (Ivanička et al., 1998). Celý rudný rajón zaberá plochu okolo 510 km^2 a je zobrazený na mapových listoch v mierke 1 : 50 000 č. 35-41 (Topoľčany), 35-42 (Partizánske), 35-43 (Výčapy-Opatovce), 35-44 (Zlaté Moravce) a 45-21 (Nitra).

Metalogenetickou problematikou rajónu sa zaoberal Biely (1962), Ilavský a Sattran (1980), Ivanov (1967), Jahn (1978), Kantor a Biely (1962), Kubíny (1963), Polák (1955, 1957, 1971), Polák a Hanas (1981, 1983), Polák et al. (1985), Uher a Broska (1992). Topografická mineralógia rajónu je v práci Koděru et al. (1990) a prognózy rudných surovín v súvislosti so stredoslovenskými neovulkanitmi tu spracoval Knésl (in Burian et al., 1984; Smolka a Knésl, 1993). Geofyzikálne údaje z priestoru Tribeča súhrnne spracoval Lanc et al. (1995), Obernauer et al. (1985) a Šefara et al. (1987).

Problematikou zlatej mineralizácie v Tribeči sa ako prvý začal zaoberať Polák (1971; Polák et al., 1985). Skoršie sporadické poznatky o zlatej mineralizácii súhrnne spracoval Knésl et al. (1980). Po roku 1990, keď na Slovensku veľmi rýchlo pribúdalo prác o zlate (hlavne v spolupráci so zahraničnými investormi), sa touto problematikou v Tribeči zaoberal rad autorov a ich práce podstatne rozšírili dovtedy viac ako skromné poznatky o tribečskom zlate (Bakos a Žitňan, 2001; Csongrádi et al., 1992; Ďurejová, 1993; Illášová a Ivanovič, 2000; Knésl a Knéslová, 1993, 1999; Krčmář, 1991; McDougall, 1994; Mojzeš et al., 1995; Oružinský, 1992; Oružinský a Knésl, 1992; Oružinský et al., 1992, 1994; Rajnoha, 1994; Sikela, 1994). Nové poznatky o možnom výskyte Au mineralizácie v tribečskom rajóne priniesla štúdia Slovensko – impregnačné Au rudy v silicifikovaných horninách (Knésl a Knéslová, 1995), obsahujúca základné údaje o zlatonosnosti hornín v Tribeči a prognózne ocenenie zlatonosnosti tohto rajónu.

V nadväznosti na pozitívne výsledky štúdie realizovala kanadsko-slovenská spoločnosť Golden Regent Resources



Obr. 1. Geologickoštruktúrna schéma tribečského rudného rajónu (podľa Maheľa, 1986). 1 – kvartérne a neogénne sedimenty, 2 – neovulkanity, 3 – paleogénne súvrstvia, 4 – chočský príkrov, 5 – krížňanský príkrov, 6 – obalové jednotky, 7 – permské súvrstvie, 8 – granitoidy, 9 – svory, migmatity, amfibolity, 10 – rula, miestami výraznejšie migmatitizovaná, 11 – zlomy, násunové línie, 12 – prognózne plochy Au mineralizácie: 1 – Veľké Pole-Sokolec, 2 – Píla, 3 – Jedľové Kostoľany, 4 – Razdiel, 5 – Skalka, 6 – Veľký Klíž.

Fig. 1. Geological-structural sketch map of the Tribeč ore district (after Maheľ, 1986). 1 – Quarternary and Upper Tertiary sediments, 2 – Neovolcanics, 3 – Lower Tertiary beds, 4 – Choč nappe, 5 – Krížna nappe, 6 – cover units, 7 – Permian beds, 8 – granitoids, 9 – mica schists, migmatites, amphibolites, 10 – gneisses, locally more migmatitized, 11 – faults, overfault lines, 12 – prognostic areas of Au mineralization: 1 – Veľké Pole-Sokolec, 2 – Píla, 3 –Jedľové Kostoľany, 4 – Razdiel, 5 – Skalka, 6 – Veľký Klíž.

Slovakia (GRRS) v pridelených prieskumných územiach (ďalej PÚ) počiatočné fázy vyhľadávacieho prieskumu zamerané na vyhľadávanie Au mineralizácie (GRRS, 1998; Knésl a Knéslová, 2000a, 2000b). V tomto príspevku podávame prehľad aktuálnych poznatkov o Au mineralizácii v tribečskom rajóne. Väčšina z nich sa publikuje prvý raz. Doteraz boli spracované v podobe záverečných správ a odborných posudkov.

Au mineralizácia v zoborskej časti rajónu

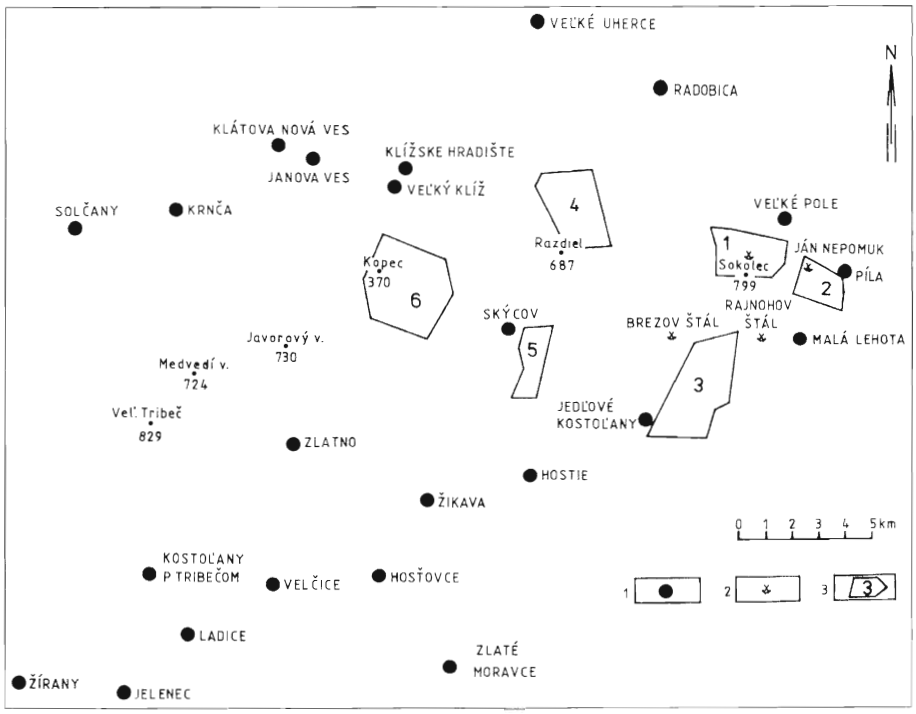
Zoborský resp. tribečsko-zoborský blok (obr. 1) je situovaný v jz. časti pohoria a budujú ho hlavne granitoidné horniny sprevádzané kompletnou tribečskou obalovou jednotkou. Granitoidy majú prevažne charakter biotitického kremenného tonalitu. V okrajových častiach intrúzie, na styku s metamorfným plášťom, sú často vyvinuté hybridné granitoidy. Typická je prítomnosť aplitových a pegmatitových žíl. Až do konca 60. rokov 20. stor. neboli odtiaľ opísané nijaké prejavy rudnej mineralizácie a jediným nepriamym indikačným príznakom výskytu zlata boli názvy niektorých obcí, potokov a lokálnych objektov (Zlaté Moravce, Zlatno, Zlatnianka, Zlaté jamy).

Prítomnosť Au mineralizácie v tejto oblasti prvý konštatoval Polák (1971). Pri odbere šlichových vzoriek z riečky Vyčoma a z jej prítokov v južnom okolí obce Veľký Klíž (obr. 2) zistil zlatinky hlavne v šlichoch z ľavého prítoku Vyčomy Brodý v doline Panská hora (až do 10 zlatiniek v šlichu) a objavil aj neveľké pingové polia smeru SV–JZ a SZ–JV, signalizujúce historické ryžovanie zlata. Materiálom pingových odvalov sú prevažne granitoidy a sporadicky aj úlomky mliečnobieleho a sivobieleho kremeňa s nízkym obsahom Au (od 0,04 do 0,06 gt^{-1}). Je zaujímavé, že v umelom šlichu z deluviálnych pokryvov v okolí píng na západnej strane Polák (l. c.) našiel 30 zlatiniek.

Širšie okolie lokality budujú granity zoborského bloku a vápencové telesá ich obalovej jednotky. Orientačné horninové vzorky odobraté v okolí kóty Kopec (370 m) na Z od potoka Brodý (Knésl a Knéslová, 1995) majú pomerne nízky obsah Au (okolo 0,06 gt^{-1} vo vápencoch a okolo 0,1 gt^{-1} v granitoidoch). Vzorka granitu s hniezdami a žilkami kalcitu odobratá asi 300 m na JJZ od kóty Kopec v blízkosti kontaktu granitov s mezozoikom mala 0,4 gt^{-1} Au, čo už možno považovať za indikačný príznak prítomnosti Au mineralizácie (tamtiež).

Polák (1971; Polák et al., 1985) zistil zlatinky aj v šlichových vzorkách z okolia Zlatna (obr. 2) spolu s reliktmi starej ryžovacej činnosti pri potoku Stránka a pri Zorkovom potoku, prameniacich pri hlavnom hrebeni Tribeča na J od kóty Javorový vrch (730,6 m). I keď zlatonosnosť sa týchto potokov opakovaným šlichovaním nepotvrdila, dve náhodné vzorky mliečnobieleho kremeňa z potoka Stránka mali 0,11 a 0,22 gt^{-1} Au (Polák, 1971). Keďže sa takýto kremeň vyskytuje hlavne v blízkosti dynamometamorfovaných zón, indikuje oblasti tektonickej aktivity a tým azda i možnej prítomnosti Au mineralizácie (Polák et al., 1985).

Polák (ibid.) zistil aj sporadickú zlatonosnosť potoka Zlatnianka, Leveš a Hostianskeho potoka na S od Zlatých



Obr. 2. Lokalizácia výskytov a indícií Au v rudnom rajóne Tribeč. 1 – výskyty a indície Au mineralizácie (lokalizácia obce katastrálneho územia výskytu), 2 – ložiská a výskyty iných typov rudných mineralizácií (Ján Nepomuk-Pb, Ag, Sokolec-Fe, Rajnohov štál-Sb, Brezov štál-Cu), 3 – prognózne plochy Au mineralizácie (1 – Veľké Pole-Sokolec, 2 – Píla, 3 – Jedľové Kostoľany, 4 – Razdiel, 5 – Skalka, 6 – Veľký Klíž).

Fig. 2. Localization of the Au occurrences and indications in Tribeč ore district. 1 – Au occurrences and indications (localization of occurrence according to the village cadastral), 2 – deposits and occurrences of another types of ore mineralizations (Ján Nepomuk-Pb, Ag, Sokolec-Fe, Rajnohov štál-Sb, Brezov štál-Cu), 3 – prognostic areas of Au mineralization (1 – Veľké Pole-Sokolec, 2 – Píla, 3 – Jedľové Kostoľany, 4 – Razdiel, 5 – Skalka, 6 – Veľký Klíž).

Moraviec a uvádza, že chýbajúce stopy po ryžovaní sa mohli zničiť kultiváciou pôdy a že možné historické ryžovanie zlata v širšom okolí Zlatých Moraviec a Topoľčianok mohlo byť orientované na niektoré dnes neznáme fosílne štrkopieskové korytá odkryté v miestnych fluviálnych alebo inundačných kvartérnych náplavoch, zasahujúce spolu s polohami pliocénneho štrku vysoko do pohoria. Najnovšie tieto lokality spomína aj Illášová a Ivanovič (2000), ako aj Bakos a Žitňan (2001).

Polák (1971) sa zaoberal i pôvodom lokálneho názvu Zlaté jamy v katastri Solčian (obr. 2). Na severnom úbočí hlavného tribečského hrebeňa na JJV od obce na severnom svahu Medvedieho vrchu (724 m) zistil niekoľko malých píng s úlomkami mliečnobieleho kremeňa v silne stlačených sericitizovaných granitoidoch, avšak bez obsahu Au. S najväčšou pravdepodobnosťou ide o pozostatky kutacích prác na sklársky kremeň.

Knésl a Knéslová (1995) orientačne skúmali aj zlatonosnosť niektorých ďalších lokalít v zoborskej časti Tribeča. Išlo o kremencové a vápencové telesá tribečskej obalovej jednotky z lokality Hosťovce, Janova Ves, Jelenec, Klátova Nová Ves, Kostoľany, Krnča, Ladice, Solčany, Velčice, Žikava a Žirany (obr. 2). Obsah Au v sledovaných vzorkách (spolu s lokalitou Veľký Klíž sa analyzovalo 56 vzoriek) je vo väčšine prípadov nulový, sporadicky okolo 0,02 gt^{-1} Au (Jelenec, Klátova Nová Ves, Žirany), maximálne 0,079 gt^{-1} Au (vápenec z Janovej Vsi), a preto sa všetky lokality – s výnimkou Veľkého Klíža – hodnotili ako prospekčne nezaujímavé.

Celková perspektíva zlatonosnosti zoborskej časti tribečského rudného rajónu je negatívna. Výnimkou je azda širšie okolie Veľkého Klíža, kde je litogeochemická anomália pri kóte Kopec (370 m) blízko stôp po ryžovaní zlata v doline potoka Brodý. Pôvod tejto anomálie nie je známy, ale môže súvisieť s nízkym obsahom Au v kremenných žilách v granitoidnom telese, pričom zvýšený obsah Au vo vápencoch obalu (až 0,3 gt^{-1} vo vápenci priamo na kóte) by mohol súvisieť s remobilizáciou počas mladej tektonickej aktivity.

Na základe komplexného spracovania výsledkov sa v zoborskej časti rajónu lokalizovala prognózna plocha Au mineralizácie Veľký Klíž (Knésl a Knéslová, 1995). Je situovaná na J od obce (obr. 1, 2) a budujú ju mezozoické vápencové telesá obalu a granitoidy tribečského bloku. Na prognóznej ploche sú nevýrazné šlichové anomálie Au a neveľké stopy po ryžovaní zlata. Z alteračných procesov sa vyvinula nevýrazná silicifikácia, kalcifikácia a sericitizácia a v hypergénnom prostredí je bežná limonitizácia. Ide o prognóznu plochu druhoradého významu. Zdroj hydrotermálnej činnosti ani Au mineralizácie nie je známy, ale predpokladá sa ich súvislosť s granitoidným telesom (Knésl a Knéslová, 1995).

Au mineralizácia v razdielskej časti rajónu

Razdielska časť, situovaná na SV od skýcovského zlomu (obr. 1), má podstatne priaznivejšie štruktúrno-tektonické a litologické predpoklady na výskyt rudných mineralizácií (Polák, 1955, 1957, 1982; Polák a Hanas, 1983), najmä Au mineralizácie (Knésl et al., 1980; Polák, 1971; Polák et al., 1985).

Problematikou Au v Razdiele sa ako prvý zaoberal Polák (1971; Polák et al., 1985) a zistil sporadický výskyt zlatiniek v šlichových vzorkách v okolí Skýcova, Hostia (Hlboká dolina), Malej Lehoty (Rajnohov štál) a pri Veľkých Uherciach (Brezová). Zaujímavý je Mišíkov údaj (in Polák, 1971) o údajnej zlatonosnosti triasových kremencov v okolí Skýcova. Dôležité je Polákovo konštatovanie

Tab. 1
Obsah Au v horninách razdielskej časti Tribeča (0.1 gt^{-1} a vyšší)
Au content in rocks from the Razdiel part of Tribeč (0.1 gt^{-1} and higher)

Lokalita	Hornina	Štruktúrna jednotka	Au-gt^{-1}
Hostie	kremenec	razdielska obalová jednotka	0,180
Hostie	kremenec	razdielska obalová jednotka	0,100
Jedľové Kostoľany	dolomit	krížňanský príkrov	0,380
Jedľové Kostoľany	silicifikovaný dolomit	krížňanský príkrov	0,140
Jedľové Kostoľany	piesčitá bridlica	chočský príkrov	0,140
Jedľové Kostoľany	vulkanity (diorit?)	chočský príkrov?	0,100
Klížske Hradište	amfibolit	kryštalinikum	0,240
Píla	dolomit	krížňanský príkrov	0,163
Píla	silicifikovaný dolomit	krížňanský príkrov	0,155
Píla	silicifikovaný kremenec	krížňanský príkrov	0,190
Píla	jasperoid	krížňanský príkrov	1,420
Skýcov	amfibolit	kryštalinikum	0,160
Skýcov	pyritizovaný amfibolit	kryštalinikum	0,140
Veľké Pole	silicifikovaný kremenec	razdielska obalová jednotka	0,380
Veľké Pole	jasperoid	krížňanský príkrov	0,200
Veľké Pole	jasperoid	krížňanský príkrov	0,120
Veľké Pole	jasperoid	krížňanský príkrov	0,130
Veľké Pole	silicif. dolomit. brekcia	krížňanský príkrov	0,278
Veľké Pole	jasperoid	krížňanský príkrov	0,102

(tamtiež) o náleze silicifikovaného dolomitu v okolí Rajnohovho štálu s Sb mineralizáciou s obsahom As do 0,05 % a Au od 0,14 do 0,22 gt^{-1}. Cenné sú aj údaje o prítomnosti Sb resp. Hg a As mineralizácie v súvislosti s možnou zlatonosnosťou lokality Veľké Uherce a Hostie (Polák a Hanas, 1983).

Au v horninách Razdielu bližšie skúmal Knésl a Knéslová (1995). Stručná charakteristika vzoriek s obsahom Au 0,1 gt^{-1} Au a vyšším je v tab. 1 a situovanie lokalít na obr. 2. Spolu sa tu odobralo 113 horninových vzoriek a v 19 prípadoch (tab. 1) bol obsah Au 0,1 gt^{-1} a vyšší. V ostatných vzorkách sa obsah Au pohybuje od stôp do 0,1 gt^{-1}. Vzorky z lokality Malá Lehota (dolomity krížňanského príkrovu), Radobica (vápence chočského príkrovu) a Veľké Uherce (kremence razdielskej obalovej jednotky) majú obsah Au pod 0,1 gt^{-1}. Prítomnosť Au v rámci výskytu Fe-Cu mineralizácie Brezov štál v katastri Jedľových Kostolian ani zlatonosnosť malého vyťaženého ložiska Pb-Ag rúd Píla-Ján Nepomuk v katastri Veľkého Poľa sa nepotvrdila. Obsah Au v slabo silicifikovaných dolomitoch v okolí Rajnohovho štálu v katastri Malej Lehoty sa pohybuje pod 0,1 gt^{-1}.

Au v analyzovaných horninách vo väčšine prípadov sprevádzajú prejavy alterácie. Najvýraznejšia a najrozšírenejšia je silicifikácia karbonatických hornín, prejavujúca sa až vznikom typických jasperoidov. Najrozšírenejšie sú v okolí Veľkého Poľa, kde vznikli úplnou silicifikáciou dolomitov krížňanského príkrovu. Pre amfibolity kryštalinika je charakteristická silicifikácia, chloritizácia, sericitizácia a pyritizácia. Všetky vzorky sú z hypergénnej zóny a vyznačujú sa rôznym stupňom limonitizácie.

V oblasti Razdielu sa lokalizovalo päť prognóznych zlatonosných plôch (Knésl a Knéslová, 1995; obr. 1, 2). Prognózna plocha Penhýbel-Sokolec leží v okolí kóty Sokolec (799 m) v katastri Veľkého Poľa a Malej Lehoty. Geologicky ju budujú horniny kryštalinika, razdielskej obalovej jednotky a krížňanského príkrovu. Významným indikátorom Au mineralizácie sú jasperoidy, vystupujúce na viacerých miestach (obr. 3). Popri zvýšenom obsahu Au a silicifikácii je priaznivým prospekčným faktorom plochy aj Sb mineralizácia na jej južnom okraji (Rajnohov štál) a obsah As v infiltračných (?) Fe rudách na S od Sokolca. Možno predpokladať, že sa na ploche v prostredí silicifikovaných dolomitov krížňanského príkrovu vyvinula Au mineralizácia carlinského typu. Potenciálnym zdrojom hydrotermálnych a rudonosných procesov sú telieska dioritových hornín neogénneho veku v priestorovej blízkosti plochy, ktoré patria vulkanitom Vtáčnika.

Prognózna plocha Píla leží na J od obce Píla v katastri obce Píla, Veľké Pole a Malá Lehota. Geologicky ju budujú mladopaleozoické sedimenty chočského príkrovu, karbonatické horniny krížňanského príkrovu a neovulkanity Vtáčnika. Plocha vykazuje priaznivé kritériá a príznaky prítomnosti Au mineralizácie včítane výskytu jasperoidov. Možno predpokladať, že sa tam vyvinula Au mineralizácia carlinského typu, a to v prostredí silicifikovaných dolomitových alebo vápencových telies. Vylúčiť nemožno ani prejavy Au mineralizácie porfýrového typu v neogénnych vulkanitoch. Za zdroj hydrotermálnej činnosti možno pokladať telesá dioritových porfyroidov. Na sledovanej ploche je malé vyťažené ložisko striebronosného galenitu Ján Nepomuk.

Prognózna plocha Jedľové Kostoľany je lokalizovaná na V od spojnice stredu obce s kótou Brezový vrch (722 m). Územie budujú mladopaleozoické sedimenty chočského príkrovu (bridlice a pieskovec s malými prienikmi vyvrelín) a mezozoikum krížňanského príkrovu. Priaznivé prospekčné kritériá a príznaky včítane geochemických anomálií signalizujú možnú prítomnosť Au mineralizácie carlinského typu, hlavne v prostredí karbonátov krížňanského príkrovu. Zdrojom hydrotermálnych procesov by mohli byť blízke neovulkanity Vtáčnika, ale nedá sa vy-

lúčiť ani možný metalogenetický význam mezozoických (?) intruzívnych hornín, ktorých postavenie a charakter nie sú jednoznačné. Intenzita alterácie je oproti predchádzajúcim plochám oveľa nižšia. Blízko plochy je výskyt Fe-Cu mineralizácie Brezov štál.

Prognózna plocha Razdiel leží v západnej časti razdielskeho bloku na SV od kóty Razdiel (687 m) v katastri Klížskeho Hradišťa, Skýcova a Veľkých Uheriec. Budujú ju horniny kryštalinika (svory, ruly, amfibolické ruly, amfibolitové telesá). V súlade s pozitívnymi metalogenetickými kritériami, príznakmi a výsledkami orientačných geochemických prác možno v tomto priestore očakávať prítomnosť mineralizovaných zlatonosných zón pozdĺž diagonálnych a priečnych tektonických pásiem v blízkosti skýcovského zlomu. Prejavom alterácie je nie veľmi výrazná silicifikácia, chloritizácia, sericitizácia a pyritizácia. Zdroj hydrotermálnej činnosti doteraz nie je známy.

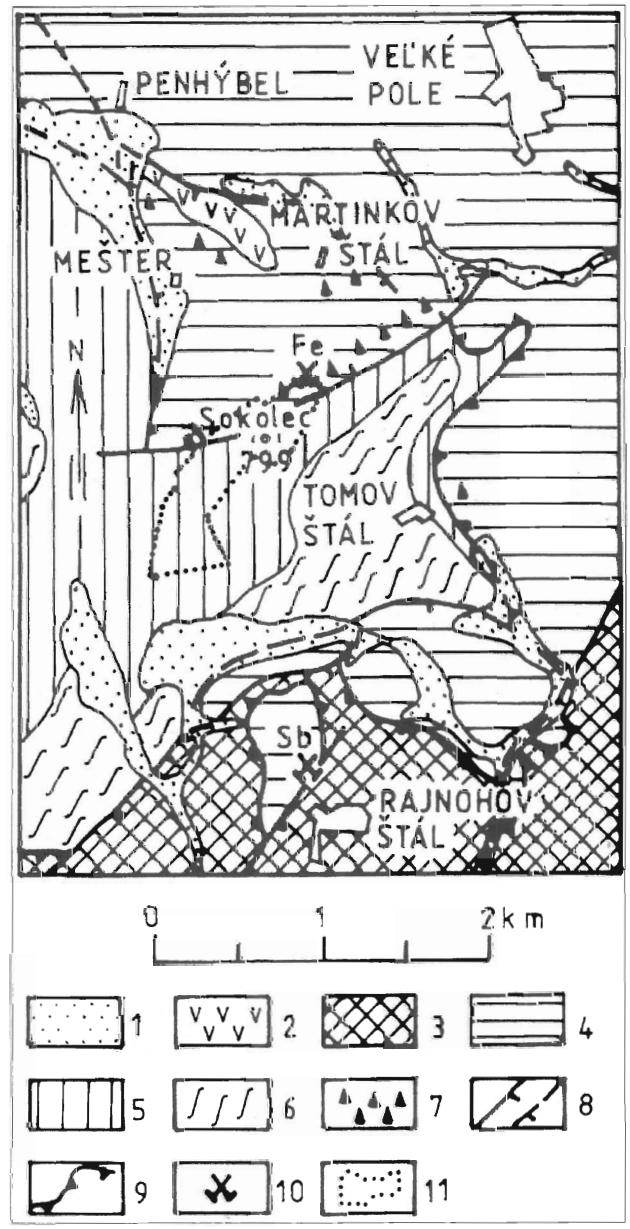
Prognózna plocha Skalka je situovaná severne od kóty Skalka (488 m) južne od Skýcova v katastri Hostia a Skýcova. Geologicky ju budujú horniny razdielskej obalovej jednotky (prevažne kremenec) a krížňanského príkrovu (dolomit, vápenec). Na ploche sa zistili charakteristické prejavy alterácie v podobe pomerne výraznej silicifikácie. V súlade s výsledkami orientačných geochemických prác tu možno očakávať výskyt Au mineralizácie carlinského typu v prostredí silicifikovaných karbonatických hornín.

Podľa prospekčnej hodnoty sa Penhýbel-Sokolec a Píla hodnotia ako plochy prvoradého významu, Jedľové Kostoľany ako plocha druhoradého významu a Razdiel a Skalka ako plochy treťoradého významu (Knésl a Knéslová, 1995). Spoločnosť GRRS mala v rokoch 1995–1999 pridelené PÚ Veľké Pole-Sokolec (v rámci prognóznej plochy Penhýbel-Sokolec) a Píla-Veľké Pole (v rámci plochy Píla) a vykonala tam počiatočnú fázu vyhľadávacích prieskumných prác zameraných na Au mineralizáciu carlinského typu. Pre trvalý pokles ceny zlata v roku 1997 sa práce predčasne prerušili a zhodnotili krátkymi záverečnými správami (Knésl a Knéslová, 2000a, 2000b).

Lokalita Sokolec

O pridelenie tohto PÚ požiadala spoločnosť GRRS na základe pozitívnych výsledkov predchádzajúcich rešeršných a geochemických prác. Z pôvodne projektovaných prác sa realizovala iba rekognoskačná fáza, úvodná časť vrtného programu (11 orientačných plytkých geochemických vrtov v súhrnnej metráži 436,1 m) a príslušné vzorkovacie, analytické a hodnotiace práce. Pre ceny zlata a vyhlásenie prírodnej rezervácie Sokolec v strede PÚ sa už ďalšie práce nevykonali a PÚ bolo zrušené.

Lokalitu (obr. 3) budujú karbonatické horniny krížňanského príkrovu (prevažne triasové dolomity, v menšom rozsahu vápence), razdielska obalová jednotka v podobe kremencových telies (spodný trias), pestrého súvrstvia arkóz, drôb, bridlíc a pieskovcov (perm – karbón) a kryštalinikum v podobe migmatitových a svorových telies (staršie paleozoikum). Známe sú aj produkty neogénnej vulkanickej činnosti (andezity a ich vulkanoklastiká, dioritové telieska). Z blízkosti tektonického rozhrania spod-



Obr. 3. Geologicko-metalogenetické pomery lokality Sokolec. 1 – kvartérne sedimenty, 2 – neovulkanity, 3 – chočský príkrov, 4 – krížňanský príkrov, 5 – obalová jednotka, 6 – kryštalinikum, prevažne migmatity, 7 – zóny jasperoidov, 8 – zlomy – zistené, predpokladané, 9 – násunové línie príkrovov, 10 – staré banské práce, 11 – chránené územie Sokolec.

Fig. 3. Geology and metallogeny of the Sokolec locality. 1 – Quaternary sediments, 2 – Neovolcanics, 3 – Choč nappe, 4 – Krížna nappe, 5 – cover unit, 6 – crystalline complex, mostly migmatites, 7 – zones of jasperoids, 8 – faults – measured, supposed, 9 – overfault lines of nappes, 10 – abandoned mining places, 11 – Sokolec protected area.

notriasových obalových kremencov a krížňanských dolomitov sú známe výskyty sedimentárnych alebo sedimentárnoinfiltračných Fe rúd, ktoré sa v 19. stor. lokálne ťažili. Krížňanské dolomitové telesá postihla hydrotermálna silicifikácia vedúca až k vzniku jasperoidov. Najvýraznejšie pásmo jasperoidov vystupuje na S od kóty Sokolec

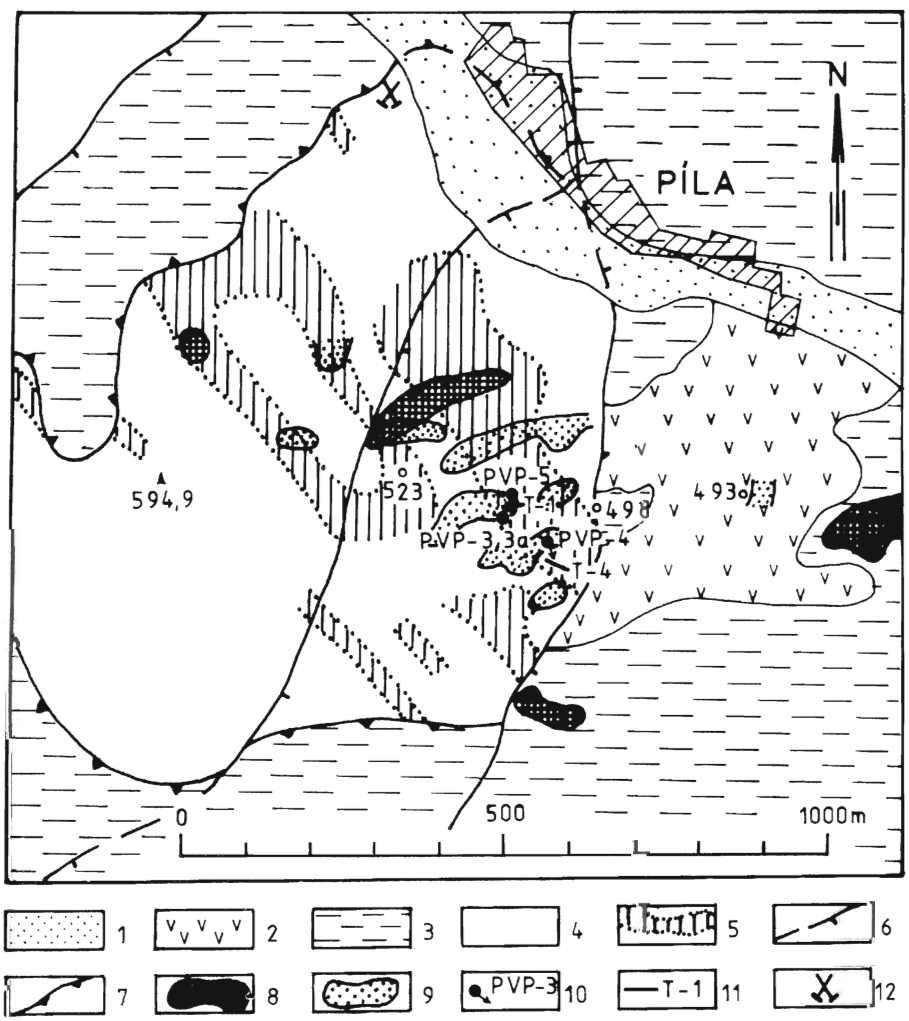
(799 m) v dolomitových telesách krížňanského príkrovu. Ide o bloky a balvany úplne silicifikovanej hmoty blízko tektonického rozhrania krížňanského príkrovu s kremencovými telesami razdielskej obalovej jednotky. Pásmo jasperoidov možno odtiaľ sledovať smerom na SV až po bloky a balvany jasperoidov v blízkosti Martinkovho štálu (obr. 3). Ďalšie výskyty jasperoidov sa zistili na JV od Penhýbla a v okolí kóty 664 a 684 m neďaleko tektonického styku krížňanských dolomitov s neogénnymi vulkanitmi. Nerovnakým stupňom silicifikácie (až po jasperoidy) sú postihnuté aj brekciovité krížňanské dolomity blízko Tomovho štálu.

Jasperoidy zo Sokolca makroskopicky a mikroskopicky podrobne študoval aj Oružinský et al. (1994), ktorí skúmali aj ich chemizmus, hlavne obsah rudných prvkov (Au, Ag, Sb, As, Hg a Tl). Distribúciu prvkov sledovali na 43 vzorkách z tejto lokality (jasperoidy, dolomit, kremenec, kremenné žilky v kremencových telesách). Priemerný obsah Au v jasperoidoch bol 0,140 gt^{-1} (v silicifikovanom dolomite 0,016 gt^{-1}). Najvyšší obsah Au sa zistil v dvoch jasperoidových vzorkách na V od Meštera (0,422 gt^{-1} a 0,36 gt^{-1}) a v jednej odobratej severne od Sokolca (0,354 gt^{-1}; obr. 3; tamtiež).

Plytké geochemické vrty GRRS (Knésl a Knéslová, 2000a) výraznejšiu zlatonosnosť jasperoidov nepotvrdili. Vrty v okolí Tomovho štálu zachytili v podloží brekciovitých silicifikovaných dolomitov s obsahom Au iba v stotinách gt^{-1} sedimenty razdielskeho obalu v podobe slabo metamorfovaných fylitických bridlíc s grafitickou substanciou. Tieto horniny (ich príslušnosť ku kryštalíniku nemožno vylúčiť) boli charakteristické zvýšeným obsahom Ag (až okolo 45 gt^{-1}). Očakávanú Au mineralizáciu nezachytili ani vrty na JV od Penhýbla. Zlatonosnosť najvýraznejšieho pásma jasperoidov na S od Sokolca sa vrtmi nezisťovala, pretože v okolí kóty Sokolec bola v roku 1996 vyhlásená prírodná rezervácia. Vrty pri Martinkovom štáli na sv. okraji pásma jasperoidov sa už nehĺbili, lebo práce boli predčasne skončené.

Lokalita Píla

Prieskum GRRS sa na lokalite sústredil do priestoru na V od kóty 594,9 m južne od obce (obr. 4), kde sa pri predchádzajúcich geochemických prácach zistili jasperoidy s obsahom Au okolo 1,0 gt^{-1}. Vykonané práce (geologické mapovanie v mierke 1 : 10 000, pôdna metalometria,



Obr. 4. Geologicko-metalogenetické pomery lokality Píla. 1 – kvartérne sedimenty, 2 – neovulkanity, 3 – choč-ský príkrov, 4 – krížňanský príkrov, 5 – silicifikované karbonatické horniny (prevažne dolomit), lokálne až jasperoidy, 6 – zlomy, 7 – násunové línie príkrovov, 8 – obsah Au v horninách nad 0,5 ppm, 9 – obsah Au v pôde nad 0,1 ppm, 10 – vrty, 11 – ryhy, 12 – vyťažené Pb-Ag ložisko Ján Nepomuk.

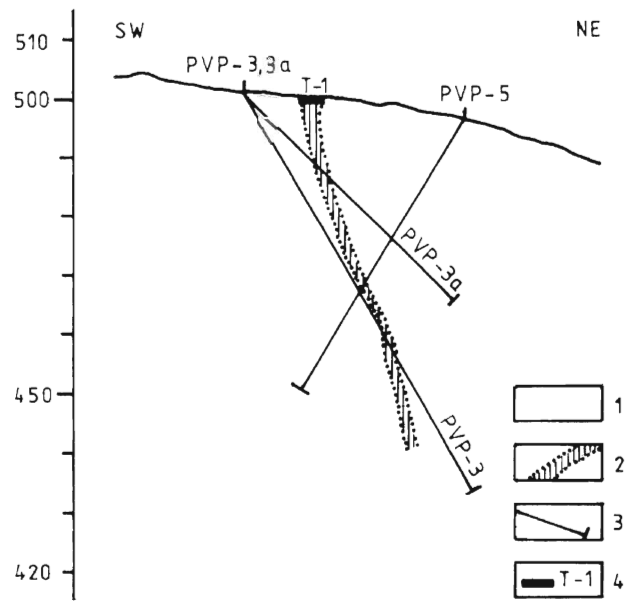
Fig. 4. Geology and metallogeny of the Píla locality. 1 – Quaternary sediments, 2 – neovolcanics, 3 – Choč nappe, 4 – Krížna nappe, 5 – silicified carbonate rocks (mostly dolomites), locally up to jasperoids, 6 – faults, 7 – overfault lines of nappe, 8 – Au content at rocks over 0.5 ppm, 9 – Au content at soil over 0.1 ppm, 10 – boreholes, 11 – trenches, 12 – exhausted Ján Nepomuk Pb-Ag deposit.

litogeochémia hornín, ručné ryhy, plytké geochemické jadrové vrty, bezjadrové RC vrty, mineralógia, analýzy a hodnotenie; Knésl a Knéslová, 2000b) potvrdili pôvodný predpoklad o výskyte Au mineralizácie carlinského typu, ale pre predčasné skončenie prác sa nezistil rozsah, kvalita ani ekonomický význam vyhľadanej Au mineralizácie.

Lokalitu (obr. 4) budujú sedimenty krížňanského a chočského príkrovu a relikty neogénneho vulkanizmu Vtáčnika. Okolie rýh a vrtov tvoria výhradne karbonatické horniny krížňanského príkrovu v podobe dolomitu, čiastočne aj dolomitického vápenca (stredný – vrchný trias). Blízko rýh a vrtov (okolo 1500 m smerom na SZ v doline Píľanského potoka), je už spomenuté malé ložisko striebronosného galenitu Ján Nepomuk. Ťažilo sa od konca 18. stor. až do roku 1858 a kovnatosť jeho ručne vyberanej rudy dosahovala až okolo 15 % Pb a 1000 gt^{-1} Ag (Polák, 1955). Mineralizácia v podobe hniezd a šošoviek striebronosného galenitu bola vyvinutá pozdĺž tektonickej násunovej plochy v triasových dolomitoch a vápencoch v tesnej blízkosti piesčitých sedimentov chočského príkrovu a andezitových telies neogénneho veku. Hľadanie smerného pokračovania ložiska v 50. rokoch 20. stor. prieskumnými prácami nebolo úspešné (Polák, 1955). Nemožno vylúčiť, že vzťah mineralizácie k vulkanitom je iba priestorový (Polák, 1982).

Karbonatické horniny lokality sú areálne silicifikované a intenzívnejšia silicifikácia – miestami až charakteru jasperoidov – je sústredená do pásiem smeru SZ–JV. Geochemické práce (spolu 153 pôdnych a 275 horninových vzoriek analyzovaných na obsah Au a Ag) identifikovali v oblasti na V a S od kóty 594,9 m výraznú pôdnu a horninovú anomáliu Au mineralizácie, charakteristickú obsahom Au v pôde nad 0,1 gt^{-1} a v horninách nad 0,5 gt^{-1}. Pozoruhodný obsah Au sa zistil v brekciovitom, úplne silicifikovanom dolomite (jasperoide) odobratom zo skalného odkryvu na SSV od kóty 594,9 m (12,40 gt^{-1} Au a 133,6 gt^{-1} Ag, obr. 4). Každý obsah Au nad 0,5 gt^{-1} sa viaže na sekundárne silicifikované dolomity krížňanského príkrovu, výnimočne aj na sekundárne alterované horniny chočského príkrovu, kde sa najvyšší obsah Au zistil v silicifikovanej a argilitizovanej arkóze na jv. okraji pruhu silicifikovaných hornín (5 gt^{-1}). Zo štyroch ručne vykopaných rýh sa najvyšší obsah Au zistil vo vzorke jasperoidu v ryhe T-4 (2,02 gt^{-1}; obr. 4).

Vrty (7 plytkých jadrových vrtov, spolu 397,5 m, 6 bezjadrových vrtov vyhĺbených RC technológiou v celkovej metráži 1009,0 m) ukázali, že intenzívne silicifikované dolomity až jasperoidy vytvárajú väčšinou strmo sklonené zóny hrubé do niekoľkých m so sklonom na SV (obr. 5). Najvyšší obsah Au sa zistil v jadrovom vrte PVP-4 (6,62 gt^{-1}, priemerná kovnatosť úseku od 28,6 do 31,6 m 1,28 gt^{-1}). Zlatonosná zóna je silno limonitizovaná a tvoria ju brekciovité jasperoidy so sporadickými úlomkami silicifikovaného dolomitu. Zlato (Maťo, 1996) jednak vytvára mikroskopické šupinky voľného zlata v silicifikovanej hmote, jednak je chemickou súčasťou drobnozrnných pyritových impregnácií. Podiel voľného zlata je približne 50 %. Treba poznamenať, že vŕtanie RC technológiou sa v tomto štádiu ukázalo ako predčasné.



Obr. 5. Schematický geologický rez vrtom PVP-3, 3a – PVP-5. 1 – dolomit, miestami silicifikovaný, 2 – silne silicifikovaná zlatonosná zóna, 3 – vrty, 4 – ryhy.

Fig. 5. Sketch geological section through PVP-3, 3a – PVP-5 bore-holes. 1 – dolomite, locally silicified, 2 – strongly silicified gold-bearing zone, 3 – bore-holes, 4 – trenches.

Na lokalite nie je zriedkavý relatívne vysoký obsah Ag (173,7 gt^{-1} vo vrte PVP-3, nad 50 gt^{-1} v ďalších vrtoch, nad 100 gt^{-1} v niektorých odkryvoch). Obsah Ag však vo väčšine prípadov s obsahom Au nekoreluje a vykonanými prácami sa nezistil galenit ani zvýšený obsah Pb. Preto je takmer vylúčené, aby bola zistená Au mineralizácia smerným pokračovaním blízkeho vyťaženého Pb-Ag ložiska Ján Nepomuk.

Záver

Od začiatku 60. rokov 20. stor., keď sa v Nevade zistili prvé ekonomicky významné ložiská zlata carlinského typu, sa tento typ pokladá za ekonomicky jeden z najvýznamnejších zdrojov Au rúd. Analogické ložiská tohto druhu sa odvtedy podarilo objaviť, preskúmať a uviesť do ťažby nielen v USA, ale aj v rade ďalších krajín, ako je Austrália, Čína, Dominikánska republika, Grécko, Filipíny, Juhoslávia, Malajzia, Rusko a Španielsko (Li a Peters, 1998). Vyhľadávaním Au mineralizácie carlinského typu sa zaoberajú i v niektorých susedných krajinách, napr. v Maďarsku (Korpás et al., 1999).

Prvé informácie o výskyte Au mineralizácie carlinského typu na Slovensku sú z rudného rajónu Kremnických vrchov z okolia Rematy pri Handlovej (Knéslová, 1989). Doterajšie poznatky o Au mineralizácii v razdielskej časti tribečského rudného rajónu ukazujú, že Razdiel je potenciálnym nositeľom ložiskových akumulácií Au rúd carlinského typu možného ekonomického významu. Pôjde o zlatú mineralizáciu v sedimentárnych, prevažne karbonatických horninách sprevádzanú hydrotermálnou

silicifikáciou rozličnej intenzity (od slabej silicifikácie až po úplnú silicifikáciu v podobe jasperoidov) v prostredí hypergénnej zóny (limonitizácia) a blízko povrchu (Knésl, 2000). Kapacita očakávaných ložísk v porovnaní so svetovými ložiskami bude malá (maximálne do 15 t Au) a priemerná kovnatosť okolo 2,5 gt^{-1} Au (povrchovo ťažiteľné ložiská). Pôvod alteračných a rudonosných procesov v Tribeči možno pri súčasnom stave poznatkov spájať s neogénnou vulkanickou činnosťou oblasti stredoslovenských neovulkanitov, ale nedá sa vylúčiť ani iný (napr. amagmatický) pôvod vzniku tribečskej Au mineralizácie (Ilchik a Barton, 1997).

Základné teoretické informácie o povahe Au mineralizácie v Razdiele (mikroskopické štúdium silicifikácie a rudnej mineralizácie, fluidné inklúzie, ílové minerály, obsah organického C) sa zisťovali na vzorkách jasperoidov z okolia Sokolca (Oružinský et al., 1994) a sú v súlade s všeobecne platným modelom Au ložísk carlinského typu. Od roku 2002 sa bude v razdielskej oblasti Tribeča plniť geologická úloha vyhľadávacieho prieskumu (financovaná MŽP SR) zameraná na vyhľadávanie ložiskovej akumulácie Au rúd carlinského typu a jej základné kvantitatívno-kvalitatívne zhodnotenie.

Záverom si dovoľujeme úprimne poďakovať majiteľom a vedúcim pracovníkom kanadsko-slovenskej spoločnosti Golden Regent Resources Slovakia, najmä p. Williamovi T. Saltovi, RNDr. Dušanovi Obernauerovi, CSc., a Ing. M. Balčirákovej, za láskavé povolenie publikovať výsledky ich prác z lokality Veľké Pole-Sokolec a Píla.

Literatúra

Bakos, F. & Žitňan, P., 2001: Supergénne obohatené zóny – možný zdroj zlata v rozsypoch oblasti Tribeča. *Mineralia Slov., 33, 5, s. 453–458.*

Biely, A., 1962: Rudné výskyty v mezozoiku Tribeča. *Geol. Práce, 62, s. 309–311.*

Burian, J., Gavora, S. & Knésl, J., 1984: Stredoslovenské neovulkanity – prognózy rudných surovín. [Záverečná správa.] *Manuskript, GP Spišská Nová Ves.*

Csongrádi, J., et al., 1992: Report on deposits examinated in Slovakia under Agreement with the Slovak Bureau of Geology and Geological Survey, S. E. Spišská Nová Ves. Final Report. POE, Kingston, 33 p.

Ďurejová, J., 1993: Štúdium možných prejavov impregnačnej Au mineralizácie typu Carlin v razdielskom bloku pohoria Tribeč. [Diplomová práca.] *Bratislava, PF UK, 70 s.*

GRRS, 1998: Annual Reports – Field Season 1997 Golden Regent Resources Slovakia, 32 p.

Ilavský, J. & Sattran, V., 1980: Vysvětlivky k metalogenetické mapě Československa 1 : 500 000. *Ústř. Úst. geol., Praha, 48 s.*

Ilchik, R. P. & Barton, M. D., 1997: An amagmatic origin of Carlin-Type Gold Deposits. *Econ. Geol., 92, 3, pp. 269–288.*

Illášová, Ľ. & Ivanovič, E., 2000: Zlatonosný potok Zlatnianka. *Mineralia Slov., 32, 1, s. 69–72.*

Ivanička, J., et al., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča 1 : 50 000. *GSSR, Vyd. GÚDŠ, 246 s.*

Ivanov, M., 1967: Vzťah zrudnenia Tribeča k štiavnickej a kremnickej rudnej mineralizácii. *Geol. Práce, 41, s. 99–105.*

Jahn, J., 1978: Lazulitovo-cinabaritová mineralizácia v Tribeči. *Mineralia Slov., 10, 4, s. 320–321.*

Kantor, J. & Biely, A., 1965: Ložisko Ján Nepomucký pri Píle a jeho genéza podľa izotopov olova. *Geol. Práce, 37, s. 101–112.*

Knésl, J., 2000: Zdroje rúd drahých kovov na Slovensku. *In: Zbor. prednášok SBS, Demänová, s. 98–109.*

Knésl, J. & Knéslová, A., 1991. Súčasný stav poznatkov o geológii, metalogenéze a prognózach rudného rajónu Kremnických vrchov *Mineralia Slov., 23, 4, s. 283–294.*

Knésl, J. & Knéslová, A., 1993: Možnosti výskytu impregnačných Au ložísk na Slovensku. *Mineralia Slov., 25, 6, s. 451–460.*

Knésl, J. & Knéslová, A., 1995: Slovensko – impregnačné Au rudy v silicifikovaných horninách. Štúdia, stav k 31. 3. 1995. AuREX TRADE, 227 s.

Knésl, J & Knéslová, A., 1999: Typy Au mineralizácií na Slovensku a možnosti ich využívania. *Mineralia Slov., 31, 3–4, s. 171–174.*

Knésl, J & Knéslová, A., 2000a. Veľké Pole-Sokolec. [Záverečná správa.] VP – Au-Ag, stav k 31. 10. 1997. GRRS, 18 s.

Knésl, J. & Knéslová, A., 2000b: Píla-Veľké Pole. [Záverečná správa.] VP – Au-Ag, stav k 31. 1. 1999. GRRS, 30 s.

Knésl, J., et al., 1980: Štúdia Slovensko-Au. Inventarizácia Au výskytov a prognózy Au v SSR. *GP Spišská Nová Ves, 401 s.*

Knéslová, A., 1989: Predbežná informácia o výskyte Au-Sb mineralizácie pri Handlovej. *Mineralia Slov., 21, 3, s. 274–275.*

Koděra, M., et al., 1990: Topografická mineralógia Slovenska. Zv I-III. *Veda, vyd. SAV, 1590 s.*

Korpás, L., Hofstra, A. H., Ódor, L., Horváth, I., Haas, J. & Leventhal, J., 1999: The Carlin gold project in Hungary (1995–1998). *Geologica hung., Ser. geol., 24, pp. 151–168.*

Krčmář, B., 1991: Středoslovenský kraj, atmoaurimetrická měření. [Záverečná správa.] *Geofyzika, Praha, 10 s.*

Kubíny, D., 1963: Nové poznatky o geológii ložiska pri Píle v Pohronskom Inovci. *Geol. Práce, 29, s. 75–81*

Lanc, J., et al., 1995: Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií, región Tribeč. [Záverečná správa.] *Geocomplex, Bratislava, 61 s.*

Li, Z. & Peters, S. G., 1998: Comparative geology and geochemistry of sedimentary-rock hosted (Carlin type) gold deposits in the People's Republic of China and in Nevada, USA. Open-file report 98-466, USGS Reno, 157 p.

Maheľ, M., 1986: Geologická stavba čs. Karpát. Paleoalpínske jednotky. *Vyd. Veda, 503 s.*

Maťo, Ľ., 1996: Čiastková správa o mineralogických a petrologických prácach na lokalite Píla. *GÚ SAV, Banská Bystrica, 7 s.*

McDougall, J. J., 1994: Preliminary Overview Report Slovakian Concessions. GRR Calgary, 13 p.

Mojzeš, A., Nikolaj, M. & Pašteka, R., 1995: Výsledky geofyzikálneho prieskumu na lokalite Sokolec (razdielsky blok pohoria Tribeč). *Mineralia Slov., 27, 4, s. 261–267*

Obernauer, D., Kurkin, M. & Bujňáková, M., 1985: Základný geofyzikálny výskum, gravimetrické mapovanie 1 : 25 000 v pohorí Tribeč. [Záverečná správa.] *Geofyzika, Bratislava.*

Oružinský, V., 1992. Preliminary shortened report on the complex study of silicified carbonate rocks from Razdiel unit, Tribeč Mts., Czechoslovakia. Preliminary report. *PF UK, Bratislava, 26 p.*

Oružinský, V. & Knésl, J., 1992: Indications of impregnation Au mineralization in Razdiel block of Tribeč Mts., Czechoslovakia. *IAGOD Newsletter, pp. 22–23.*

Oružinský, V., Knéslová, A., Julényová, E., Zlocha, M., Rajnoha, R. & Antal, B., 1994: Prejavy impregnačnej Au mineralizácie v razdielskom bloku Tribeča. *Mineralia Slov., 26, 1, s. 20–29.*

Oružinský, V., et al., 1992: Charakteristika jasperoidov v razdielskom bloku pohoria Tribeč (širšie okolie kóty Sokolec, 799 m). [Čiastková správa.] *PF UK, Bratislava, 39 s.*

Polák, S., 1955: Metasomatické výskyty galenitu v strednotriasových vápencoch pri Píle, okr. Nová Baňa. *Geol. Práce, 2, s. 53–60.*

Polák, S., 1957: Žilná fluor-apatit-sideritová paragenéza z Jedľových Kostolian, okr. Zlaté Moravce. *Geol. Práce, 11, s. 76–88.*

Polák, S., 1971: Zlatá mineralizácia pri skýcovskom zlome na SZ svahoch Tribeča v Klížskom Hradišti. *Mineralia Slov., 3, 9, s. 63–65.*

Polák, S., 1982: Nová ložisková interpretácia olovnatého ložiska Ján (Veľké Pole, okr. Žiar nad Hronom). *Mineralia Slov., 14, 5, s. 453–460.*

Polák, S. & Hanas, P., 1981: Druhý výskyt cínovca na severozápadných svahoch Tribeča. *Mineralia Slov., 13, 6, s. 561–564.*

Polák, S. & Hanas, P., 1983: Nové indície Sb mineralizácie vo vrchoch Tribeč. *Mineralia Slov., 15, 5, s. 465–467*

Polák, S., Hanas, P. & Rak, D., 1985: Regionálna geochémia Západných Karpát, pohorie Tribeč. [Čiastková záverečná správa.] Stav k 31. 12. 1985. *GP Spišská Nová Ves, 84 s.*

Rajnoha, R., 1994: Možnosti výskytu impregnačného Au ložiska v okolí kóty Sokolec (Tribeč, razdielsky blok). [Diplomová práca.] *PF UK Bratislava, 65 s.*

Sikela, H., 1994: Povrchový komplexný geofyzikálny prieskum na lokalite Sokolec (Tribeč). [Diplomová práca.] *PF UK Bratislava, 37 s.*

Smolka, J. & Knésl, J., 1993: Prognózne zdroje nerastných surovín SR-stredoslovenské neovulkanity. Rudné suroviny, 2. etapa. [Záverečná správa.] *GP Spišská Nová Ves, 185 s.*

Šefara, J., et al., 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk – geofyzikálne interpretácie. Text k súboru máp. *Geofyzika, Bratislava, 267 s.*

Uher, P. & Broska, I., 1992. Ti-Nb-Ta minerály v leukogranitoch Tribeča. *Mineralia Slov., 24, 3–4, 271–278.*

Gold mineralization in the Tribeč Mts. ore district

The gold mineralization has been discovered in the Tribeč ore district for first time by Polák (1971). The intense investigation and exploration activities intended on gold, were realized in Slovakia in 1990–1998. During that period, many authors studied this topic also in Tribeč area and their studies extended substantially till that time the very limited knowledges about gold here (Csongrádi et al., 1992; Knésl and Knéslová, 1993, 1999; Krčmář, 1991; McDougall, 1994; Oružinský, 1992; Oružinský and Knésl, 1992; Oružinský et al., 1994 and many others). The new knowledges about the presence of Au in Tribeč have been obtained by the study Slovakia-the disseminated Au ores in silicified rocks (Knésl and Knéslová, 1995), where the results of regional gold lithogeochemistry and the prognosis of disseminated gold ores in Tribeč area are given. According to the positive results of this study, the Golden Regent Resources Slovakia company (GRRS) carried out within the Tribeč ore district the exploration activities, including drilling (Veľké Pole-Sokolec and Píla prospecting areas; Knésl and Knéslová, 2000a, 2000b).

The Tribeč ore district is structurally formed by NE–SW trending horst, divided by Skýcov fault into NE (Razdiel) and SW (Zobor) parts (Maheľ, 1986; Fig. 1). Despite the fact, that the first gold discovery is known from the Zobor part (Veľký Klíž locality; Polák, 1971; Fig. 2), the gold perspectives of the Zobor part can be considered as negative. Besides the Veľký Klíž locality, also furthers Zobor's localities were examinated by the study (Hosťovce, Janova Ves, Jelenec, Klátová Nová Ves, Kostoľany, Krnča, Ladice, Solčany, Velčice, Žikava, Fig. 2). Together 56 rock samples were analysed for gold, however, the all Au contents, with exclusion of the Veľký Kríž locality, are very low (up to 0.02 gt^{-1}). Only Veľký Klíž locality itself, can be considered as partially perspective. The rock Au anomaly (0.4 gt^{-1}) has been found here in the vicinity of Kopec elevation (370 m above sea level, Fig. 2), adjacent to the small traces after the old gold panning at valley of Brodý creek. This anomaly is maybe connected with the low gold-bearing quartz veins hosted by granite rocks of Zobor. The interesting Au content has been found out also in limestones of sedimentary cover unit (0.3 gt^{-1}, weakly silicified limestone directly on the Kopec elevation). It cannot be excluded, that this anomaly could be connected with the remobilization processes which took place during the young tectonic activities.

The Razdiel part of Tribeč is characterized by much more favourable geological and metallogenetical conditions for the presence of ore mineralizations. Also here, the presence of gold has been discovered for first time by Polák (1971), who found out the gold flakes in panning samples from several localities. Very important has been his disclosure of the secondary silicified gold bearing dolomites (0.14 and 0.22 gt^{-1} Au) at Rajnohov štál locality (Fig. 2). Knésl and Knéslová (1995) have studied the Au contents from various, mostly altered, rocks within this area (Tab. 1, Fig. 2). It was found out, that the increased and anomalous gold contents are mostly associated with the strongly secondarily silicified dolomites, i. e. jasperoids. Five perspective gold-bearing areas have been located in the Razdiel part of Tribeč (Knésl and Knéslová, 1995; Fig. 2).

The Penhýbel-Sokolec area is built by crystalline complex, sediments of Razdiel cover unit and sediments of Krížna nappe. The presence of several belts of jasperoids (Fig. 3) indicates the possible occurrence of Carlin-type gold mineralization. From this point of view, interesting is also the presence of Sb mineralization at Rajnohov štál and higher As content (about 1 %) from infiltrated? Fe ores at vicinity of Sokolec (799 m) elevation. The Píla area is formed by sediments of Razdiel cover unit, carbonatic rocks of Krížna and Choč nappes and neovolcanics of Vtáčnik Mts. This area shows the positive criteria of the presence of Carlin-type Au, including of jasperoids. The positive perspectives of Píla area have been confirmed by the results of geochemistry (soil and rocks Au anomalies). Inside of the area, the small exhausted deposit of the silver-bearing galena is situated (Ján Nepomuk deposit, Fig. 2). The Jedľové Kostoľany and Skalka areas are characterized by the similar geological and metallogenetic conditions, nevertheless, the intensity of alteration processes is expresively lower here. The Razdiel area is built exclusively by the rocks of crystalline complex (mica schists, gneisses, amphibolites), where the suppositions exist of the presence of the gold-bearing mineralized zones. The rocks of area (mainly amphibolites) are weakly altered (pyritization, chloritization, sericitization).

The GRRS company carried out in 1995–1999 the exploration activities at Veľké Pole-Sokolec licence area (part of Penhýbel-Sokolec area) and Píla-Veľké Pole licence area (part of Píla area), intended on discovering of Carlin-type gold mineralization. However, these activities were interrupted in 1998, because of permanent decreasing of the world gold prices. The short final reports were submitted to the Slovakian Ministry of Environment (Knésl and Knéslová, 2000a, 2000b).

Characteristic of the jasperoids has been studied in detail in the Veľké Pole-Sokolec licence area, mainly regarding of the ore elements contents (Au, Ag, Sb, As, Hg and Tl distribution). The highest Au content has been found out in two jasperoid samples from vicinity of Mešter locality (0.422 and 0.36 gt^{-1}) and at jasperoid sample from the northern vicinity of Sokolec elevation (0.354 gt^{-1}; Oružinský et al., 1994). The localization of belts of jasperoids is given in Fig. 3. Through, the shallow geochemical bore-holes drilled by GRRS, did not confirmed the expected higher Au contents at jasperoids. It is needed to note, that the most perspective part of the area, i. e. occurrence of jasperoids northward from Sokolec elevation, was not drilled, because in this part of

area, the natural reservation was established in 1999, and the drilling there was not allowed (Fig. 3).

The GRRS obtained the most perspective results activities in the Píla licence area (Figs. 4 and 5). The carbonate rocks here are irregularly secondarily silicified, the stronger silicification, up to jasperoids, is concentrated into belts of NW–SE trends. By geochemical survey (soil and rock sampling) the distinguished soil and rock anomalies have been localized here, situated eastwards from 594.9 m elevation. The noteworthy Au content has been found out in brecciated, totally silicified dolomite (jasperoid), which was taken from the outcrop to NNE from 594.9 m elevation (12.4 gt^{-1} Au, 133.6 gt^{-1} Ag). The all higher Au contents are hosted by dolomite of the Krížna nappe, which are affected by the silicification of various intensity, resp. by rocks of the Choč nappe (silicified and argilitized arcoses, Fig. 4). From the four backhoe trenches, the highest Au content has been found out at trench No T-4 (2.02 gt^{-1}, hosted by jasperoid).

It has been found by the drilled core bore-holes, that strongly silicified rocks (up to jasperoids) form mostly the deeply steeping zones, up to thickness of several metres (Fig. 5). The highest Au content in drill-core has been obtained by bore-hole No PVP-4 (6.62 gt^{-1} Au, the average gold content of the section 28.6–31.6 m is 1.28 gt^{-1}). The gold-bearing zone is formed by the brecciated jasperoids with sporadical fragments of silicified dolomites, strongly limonitized (oxidized zone). The gold is present partially as microscopic flakes of the free gold, partially as part of pyrite (Maťo, 1996).

The first information about the presence of Carlin-type gold mineralization in Slovakia from the Kremnica Mts. ore district is from the Remata locality (Knéslová, 1989). The contemporary knowledges about the gold mineralization at Razdiel area show, that this area represents the most perspective target of the presence of Carlin-type gold ores at Slovakia as a whole. It is supposed, that this mineralization will be hosted by the sedimentary, mostly carbonate, strongly secondarily altered (silicified) rocks. The mineralization will be developed within the oxidized zone at near-surface environment. The supposed capacity of these deposits will vary from 5 up to 15 tons of gold ores, the average gold content will be about 2.5 gt^{-1}, the ore can be mineable by open pit. The fundamental informations about characteristics of the gold mineralization at Razdiel area have been preliminarily examinated from the silicified sedimentary rocks from Sokolec locality (Oružinský et al., 1994). The obtained results correspond well with the model-type of Carlin gold deposits (for example Li and Peters, 1998).

Finally (not at least) we should like to express many thanks to the owners and top management of the GRRS company, especially to Mr. Wiliam T. Salt, Mr. Dušan Obernauer and Mrs. Mária Balčiráková. It is their merit, that this article could be written.

Výsledky šlichovej prospekcie a vzorkovania korytových sedimentov v centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria

MILAN HÁBER[1], LADISLAV NOVOTNÝ[2], ALAN DONÁT[2], FRANTIŠEK MIHÁĽ[2] a IVAN KRIŽÁNI[1]

[1]Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica
[2]Uranpres, s. r. o., Fraňa Kráľa 2, 052 80 Spišská Nová Ves

(Doručené 12. 12. 2001, revidovaná verzia doručená 27. 10. 2002)

The results of heavy mineral prospection and sampling of stream-bed sediments in the central part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

Presented results show the new data about occurrences of gold in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., mainly in classic, well-known Sb(Au) vein textures. Heavy mineral prospection study and analyses of stream-bed sediments in water system of the central part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mountains as signed 72 zones with anomalous gold concentrations and with high contents of chosen minerals and elements. Prospecting works extended perspective of this gold-bearing area to the ending of the Tichovodská valley, to the ending of the Starovodská valley in area of the Zlaté Mlynky and of the Okrúhly mountain-ridge, to the ore-bearing textures in the valley of Bystrý potok creek and to zone of the Hlboká valley (in NW direction from Hýľov). The Au-zone from Hrelíkov potok valley and the U-Au vein Zimná voda in the Gelnica valley were partly verified. To these anomalous zones there was co-ordinated the extensive scheelite zone between the Betliar granite massive and the Trans-Gemeric fault zone. The next co-ordinated zone is the Ni-Ag-Sb one in north direction from Katalin vein near Zlatá Idka. Other selected zones in individual prospecting areas will be studied in the future investigation.

Key words: Spišsko-gemerské rudohorie Mts., stream sediments, heavy-mineral prospection

Úvod

V posledných päťdesiatich rokoch sa v Spišsko-gemerskom rudohorí (ďalej SGR) výskytu zlata v rozličných komplexoch hornín staršieho paleozoika, ale ani v rôznych genetických typoch ložísk nerastných surovín nevenovala dostatočná pozornosť, a preto sa v rokoch 1992–2000 vyhľadávací prieskum URANPRESu v Spišskej Novej Vsi v spolupráci s GÚ SAV v Bratislave a v Banskej Bystrici sústredil na zlato v prieskumných územiach centrálnej časti SGR.

Na prieskum sa okrem účelového geologického mapovania lokálne využívali geofyzikálne metódy, prieskumné ryhy a vrty, vzorkovanie sedimentov v hydrosieti odberom šlichov (okrem ložiskovej oblasti Zlatej Idky a Poproča) a korytových prúdových, prevažne ílovitých sedimentov *(streams sediments)*. Anomálie Au sa overovali opakovaným vzorkovaním a na priliehajúcich svahoch aj geochemickými pôdnymi profilmi v kombinácii so vzorkovaním sutiny a odkryvov. Na lokalite Zimná voda, Peklisko a Krátka dolina sa v menšom množstve odobrali vzorky zeminy, pôdy a rudných žíl na tvorbu umelých šlichov. Súčasťou prieskumu bolo aj mineralogické a geochemické hodnotenie študovaných lokalít.

Metodika prác

V prieskumných územiach sa z hydrosiete odobralo 680 šlichov a do súboru sa navyše zaradilo aj hodnotenie 81 šlichov, ktoré urobil Lobík (1971) v širšom okolí Čučmy. Spolu sa na hodnotenie prieskumných prác využilo 761 šlichov. Odobralo sa aj 89 umelých šlichov zo vzoriek zeminy, pôdy a pevných kusových vzoriek zo žíl. Odobralo a analyzovalo sa 935 vzoriek korytových sedimentov a pri detailizácii anomálií sa odobralo ďalších 32 kontrolných vzoriek o objeme 250–500 ml.

Vzorky korytových sedimentov sa analyzovali kvantitatívnou atómovospektrálnou metódou (AAS) na Au a semikvantitatívnou spektrálnou analýzou aj na ďalšie prvky. V menšej miere sa v korytových sedimentoch a v pevných vzorkách zisťoval U, Ag, Cu, Ni, Sb a Zn metódami AAS a tiež kvantitatívnymi spektrálnymi analýzami v geoanalytických laboratóriách GSSR v Spišskej Novej Vsi a v laboratóriu GÚ SAV v Banskej Bystrici.

Pozícia odobraných šlichov a korytových sedimentov, ako aj výsledky ich analýzy sa uvádzajú a podrobne zobrazujú v textových a grafických prílohách v záverečnej správe z vyhľadávacieho prieskumu tohto územia (Donát et al., 2000).

Všetky vzorky korytových sedimentov (okrem vzoriek od Zlatej Idky a z popročského granitového masívu) prešli predanalytickou úpravou s cieľom zvýšiť reprodukovateľnosť určovania obsahu Au vylúčením frakcií, ktoré sú zdrojom náhodných chýb. Odstránením hruboprachovitej triedy (0,1–0,02 mm) sa vylúčili aj voľné zlatinky, ktorých prípadný výskyt by spôsobil rozptyl v určovaní Au z kvartov jednej vzorky až v poriadkovom rozpätí. Reprodukovateľnosť paralelného určovania Au v korytových sedimentoch znižuje aj variabilná prítomnosť a rôznorodé zloženie jemného organodetritu, ktorý je nositeľom organokomplexných zlúčenín Au aj viacerých kovov (Babčan a Ševc, 1994; Babčan, 1987). Porovnanie obsahu Au v deviatich vzorkách korytových sedimentov zrnitostnej triedy pod 0,02 mm a v im zodpovedajúcich vzorkách vyseparovaného organodetritu ukázalo priemerne až 15-násobne vyšší obsah Au v organodetrite (0,75 ppm) ako v prachovitoílovitej zrnitostnej triede pod 0,02 mm (0,05 ppm). Výsledkom podobného porovnania v súbore náhodne vybraných vzoriek triedy pod 0,02 mm s triedou pod 0,002 mm bol prijateľný rozdiel v priemernom obsahu Au (0,02 mm – 0,33 ppm, 0,002 mm – 0,19 ppm).

Objekty s Au mineralizáciou

V priebehu prieskumných prác sa rozšírili údaje o známych objektoch a zistili sa nové objekty s Au mineralizáciou alebo aj s mineralizáciou iných prvkov (minerálov). Sú to jednak mineralizované polohy stratiformného alebo im podobného charakteru a v druhej skupine známe, ale aj doteraz neevidované žilné a žilníkovo-impregnačné štruktúry (Bartalský et al., 1976; Grecula et al., 1995).

Na získanie prehľadu možných zdrojov zlata v odobraných vzorkách uvádzame stručné údaje o najzaujímavejších skúmaných stratiformných a žilných štruktúrach v sledovaných prieskumných územiach (Novotný et al., 1999; Háber a Novotný, 2000).

Do *stratiformných štruktúr s Au a sprievodnou mineralizáciou* zaraďujeme mineralizáciu typu vtrúsených a impregnačných rúd, prevažne aj rozptýlených impregnácií sulfidov, v ktorých sa zistilo Au, často aj v prítomnosti Au v nezistenej forme vystupovania, pričom sa však jeho obsah viaže na stratiformné polohy, vrstvy a zriedkavejšie aj na telesá bázických hornín. Z viacerých výskytov v *betliarskom súvrství* uvádzame:

– polohy karbonátov (strednokryštalické až hrubokryštalické lokálne prekremenené Fe dolomity) *Pintíková – Šrámky* v dĺžke okolo 1,5 km pozdĺž severného okraja betliarskeho súvrstvia na Z od Balochovej hole s obsahom Au 0,005–1,85 ppm;

– polohy karbonátov (kryštalický dolomit sporadicky s pyritom, arzenopyritom a oxidmi Fe) v *Tichovodskej doline* v dĺžke približne 5 km a hrúbke 1–20 m pozdĺž severného okraja betliarskeho súvrstvia. V oddelených úsekoch sú v nadloží na ich styku mocné kremenné žily (ich opis pozri v kapitole o žilných štruktúrach). V *západnom úseku* je obsah Au v karbonátoch od 0,01 do 9,75 ppm, priemerný z prieskumných rýh 0,1 ppm a obsah Cu, Ag a Co 0,01–0,001 %. Vo *východnom úseku* je obsah Au 0,02–0,13 ppm. Zlato (minerál) sa v karbonátoch Tichovodskej doliny makroskopicky ani mikroskopicky nezistilo.

– polohu čiernych metasiltovcov (grafitické laminované metasiltovce s priečnymi tenkými žilkami kremeňa s ojedinelým pyritom a grafitom) na *Šedlovskej skale* v dĺžke okolo 50 m. Obsah Au je 0,025–0,014 ppm, C_{org} 1,46–4,2 %, > 1 % Fe, 0,01–0,001 % Cu a Ni a 28,4 ppm U.

– polymetalické pyritové *ložisko Alžbeta* v prítoku Bystrého potoka. V geochemickom profile sa zistilo jeho východné pokračovanie v dĺžke 300 m a v šírke približne 200 m s obsahom Au 0,006–0,067 ppm. V rude na odvaloch ložiska sa zistil obsah Au 0,14–4,91 ppm, > 1200 ppm Cu, 865 ppm Zn, 329 ppm Pb, 186 ppm As, 165 ppm Sn a 108 ppm Sb.

– mineralizované čierne laminované metasiltovce a grafitické bridlice holeckých vrstiev s bohatšou pyritizáciou, s impregnáciami a vtrúseninami pyrotínu, galenitu, ojedinele sfaleritu, chalkopyritu, tetraedritu v *Hrelíkovom potoku* na JJZ od Prakoviec v dĺžke 800 m a šírke do 10 m. Zlato sa mikroskopicky nezistilo. Priemerný obsah Au je okolo 0,033 ppm bez vzoriek so zvýšeným obsahom Au (1,29–2,55 ppm), C_{org} 0,24–2,48 %, Mo 10,2–24,3 ppm, Cu 8–168 ppm, Pb 7–1109 ppm, Ag < 0,4–5,6 ppm. Spektrálnou analýzou (SPA) sa zistil obsah 0,1–1 % Bi, 0,01–0,1 % P, V, Zn, Sb a 0,001–0,01 % Ni, Sn, As, Co, Y, La, Yb, Ga a Nb.

Do spodného pestrého vulkanického komplexu *smolníckeho súvrstvia* (Grecula, 1982), v ktorom je spodný rudonosný horizont, z viacerých výskytov zaraďujeme aspoň dva:

– dve telesá bázických hornín (svetlozelený až tmavozelený páskovaný bázický metatuf, lokálne kryštalické amfibolovce, zhluky kryštalického amfibolu, axinitu a karbonátu) v *Pintíkovej doline* v dĺžke 100–150 m, šírke okolo 30 m a v smere V–Z. V horninách východného telesa sa našli odkopy a pingy s vtrúseninami a impregnáciou pyritu, chalkopyritu, arzenopyritu, tetraedritu a sekundárnych minerálov Cu. Zlatinky sa nenašli. Priemerný obsah Au v horninách je okolo 0,115 ppm, z odvalov píng 0,029–1,18 (v priemere 0,355 ppm) a iných prvkov (SPA) 0,1–1 % Cu, Pb a B, 0,01–0,1 % As, Zn a P.

– teleso bázických hornín (zelené a zelenočierne kryštalické magmatické horniny so zhlukmi až žilami hrubokryštalického amfibolu, epidotu, aktinolitu s prítomnosťou granátov, magnetitu a kalcitu) v dĺžke 180, šírke do 40 m, smeru V–Z a sklonu 45° na J na *Trochanke* na SV od kóty Tri studne. V pôdnych geochemických profiloch sa zistil obsah Au do 0,03 ppm, no v pôdnom profile sa v troch umelých šlichoch našiel amfibol, epidot, granát, magnetit, scheelit, turmalín, živec, ilmenit, zirkón a v jednom šlichu 110 zlatiniek.

Au sa v *hnileckom súvrství* najpravdepodobnejšie viaže na známu polohu stratiformnej mineralizácie vrchného (mníšanského) rudonosného horizontu v Hutnej doline, súvisiaceho s vrchným pestrým vulkanickým komplexom (Grecula, 1982) medzi Veľkou a Malou Hutnou dolinou. Rudné polohy s impregnačnou mineralizáciou tvorí hlavne pyrit, menej je sfaleritu, chalkopyritu, gale-

nitu a v podradnom množstve je zastúpená pestrá škála sulfosolí. Zlato sa zistilo len lokálne. V závere doliny je známy systém Fe-Cu žíl Jašterica.

Do *žilných štruktúr s Au a sprievodnou mineralizáciou* zaraďujeme žilné a žilníkové štruktúry, v ktorých sa našla Au mineralizácia a mineralizácia iných rudných prvkov, ale zo štruktúr s Sb mineralizáciou iba tie, z ktorých sú nové údaje o Au mineralizácii.

Lokalita *Peklisko – žila S-2 a S-3* – je dlhá 150–450 m, hrubá 0,1–0,4 m, má smer V–Z a sklon 50–60° na J. Výplňou je kremeň, rozptýlený uraninit, brannerit, torbernit, autunit, apatit, pyrit, arzenopyrit a limonit s obsahom Au do 18 ppm a U do 6089 ppm. V umelom šlichu zo žiloviny sa našlo 19 zlatiniek.

Lokalita *Krátka dolina (nespojité žily a žilníky J-1)* má dĺžku 2,25 km, hrúbku do 100 cm, smer ZJZ–VSV, sklon 38–60° na JV a výplň: kremeň, rozptýlený uraninit, brannerit, apatit, pyrit, arzenopyrit, pyrotín, chalkopyrit, torbernit, autunit a limonit. Zlato sa mikroskopicky nezistilo. V umelom šlichu sa našlo 130 zlatiniek. Obsah Au sa pohybuje od 0,005 do 17,2 ppm s prevahou vzoriek do 0,5 ppm.

Lokalita *Dlhá dolina* s neznámymi a nespojitými neoverenými kremennými žilami na severnom svahu doliny má nepatrný obsah sulfidov, predovšetkým pyritu s obsahom Au v rôznych typoch kremeňa od 0,12 do 2,23 ppm.

Na lokalite *Balochova hoľa* sa 350 m na SZ od kóty v pingovom ťahu našli úlomky kremennej žily s pyritom, arzenopyritom, chalkopyritom, Bi sulfosoľou, markazitom a limonitom s obsahom Au 0,138 až 0,320 ppm. Zlato sa mikroskopicky nezistilo.

V *Tichovodskej doline* sa v podloží na kontakte so sedimentárnymi prekremenenými karbonátmi zistil obsah Au v *nepomenovanej žile* 1,2–1,5 km na Z od Šedlovskej skaly na odkryvoch v dĺžke vyše 500 m. Žilu tvorí biely až sivý kremeň so vzácnym pyritom. Obsah Au v kremeni je 0,02–0,27 ppm, v podložných karbonátoch do vzdialenosti až 3,5 m od kontaktu 0,01–1,72 ppm (bežne 0,0X ppm), výnimočne až 9,75 ppm Au. Mikroskopicky sa zlato nezistilo.

V žile *Červené bane* sa 1,5 km na JZ od Šedlovskej skaly v dĺžke asi 1,5 km vo výplni okrem kremeňa zistil siderit, dolomit, pyrit, chalkopyrit, arzenopyrit, markazit, tetraedrit, pyrotín a vzácne aj zrnká zlata. Obsah Au sa pohyboval od < 0,1 do 0,66 ppm. Predpokladá sa možné pokračovanie žily smerom na Z.

V skupine žíl s U a so sprievodnou mineralizáciou (kremeň, uraninit, torbernit, autunit, apatit, pyrit, molybdenit, turmalín atď.) *v oblasti Betliara – Čučmy* sa v žilách *Betliar, Kutačka, Kliment* a *Klement* na S od Sb žily Gabriela uvádzaný obsah 28 ppm Au (Tréger in Bartalský et al., 1973) nepodarilo potvrdiť.

V žile *Zlaté Mlynky, Štampová I* a *Štampová II* v závere Starovodskej doliny sa v dĺžke 0,5–0,7 km v žilnej výplni (kremeň, ojedinelý pyrit, antimonit, arzenopyrit, sfalerit, pyrotín, rumelka) zlato mikroskopicky nezistilo. Obsah Au sa bežne pohybuje v rozsahu 0,0X–0,X ppm (maximálne do 3,87 ppm). V žile *Okrúhly chrbát* na J od predchádzajúcich žíl sa v dĺžke okolo 2 km vo výplni (kremeň, zriedka antimonit, pyrit, arzenopyrit, chalkopyrit, tetraedrit?, sekundárne minerály Sb) z umelých šlichov zistili stovky zlatiniek veľké 10–400 µm. Obsah Au je v rozmedzí 0,008–63,3 ppm a na východnom okraji žily v sedle Jamina 0,13 ppm. Rozsah starých banských prác na tejto lokalite je malý, pretože žila v údolí vychádza na povrch.

V *západnom úseku* žily *Zimná voda* (v doline Zimná voda na J od Prakoviec) 500 m na SZ od kóty Tri studne v dĺžke 88 m a hrúbke 3–30 cm sme v žilnej výplni (hnedastý kremeň, uraninit, brannerit, torbernit, autunit, arzenopyrit, pyrit, glaukodot, kobaltín, galenit, bizmut, bizmutín, tetraedrit, molybdenit, xenotím, monazit, apatit, turmalín) makroskopicky aj mikroskopicky zistili zrnká zlata veľké 2–100, zriedka až 700 µm s rýdzosťou do 97,3 % Au. Obsah Au je < 0,1–760 ppm, v priemere 37,66 ppm (ojedinelá vzorka s obsahom 3500 ppm Au nie je vo vypočítanom priemere zahrnutá). V jej *východnom pokračovaní* vo výplni žilníka v dĺžke 12 m (hnedastý kremeň, uraninit, torbernit, autunit) bol obsah Au 0,1–1,76 ppm (v ojedinelej vzorke 82 ppm Au) a v umelom šlichu sa našlo 135 zlatiniek.

V oblasti *Zlatej Idky* sa v holeckých vrstvách okolo 1–1,5 km na S od žily Katalin na základe zón anomálnej koncentrácie Ni, Ag a Sb predpokladá žilná alebo žilníková mineralizácia v dĺžke do 1,5 km. Zdroje koncentrácie sa doteraz nezistovali.

Na lokalite *Hlboká dolina* sa vo výplni kremeňového *žilníka* v prekremenených metapsamitoch 4–4,5 km na SZ od Hýľova v dĺžke 0,5–0,8 km zistil zriedkavý pyrit a arzenopyrit s obsahom Au 0,06–2,46 ppm. Zlato sa mikroskopicky nezistilo.

Zastúpenie zlata, záujmových prvkov a minerálov v šlichoch a korytových sedimentoch a ich anomálne koncentrácie v centrálnej časti SGR

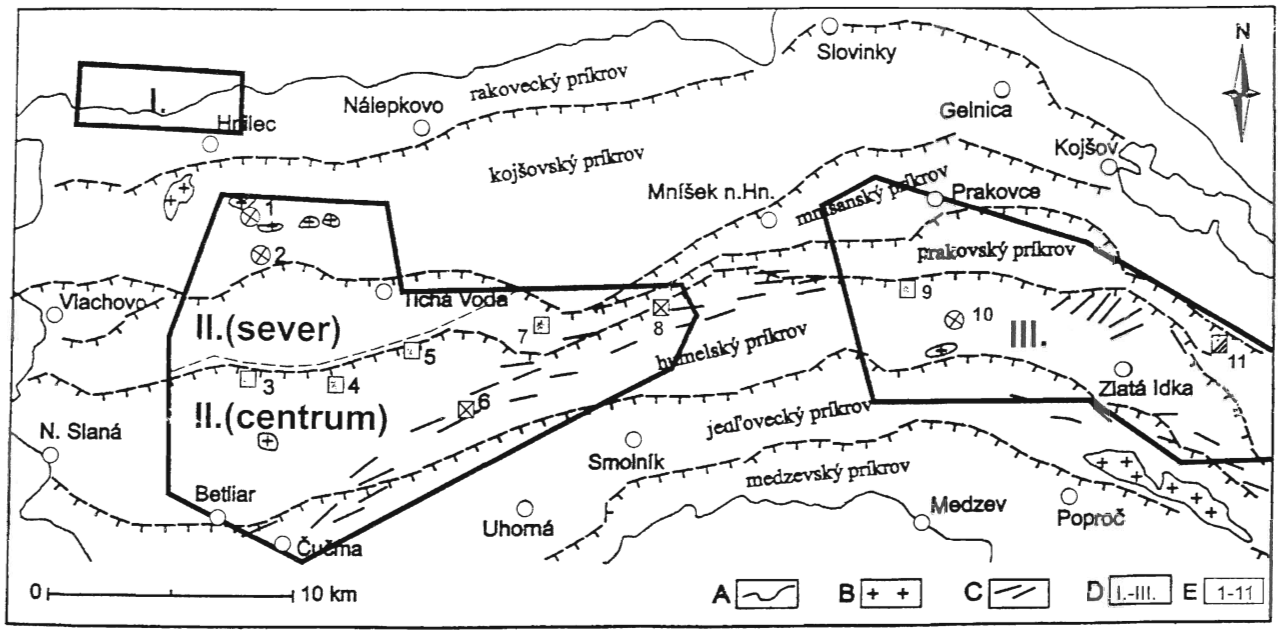
Pri prieskume sme v centrálnej časti SGR vyčlenili tri prieskumné územia (obr. 1), a to

Mlynky – Grajnár (I), Betliar – Štofova dolina (II) a Kloptaň – Hýľov (III).

V prieskumnom území *Mlynky – Grajnár* rozbor vzoriek šlichov vykazuje len ojedinelý výskyt zlatiniek, štandardné zastúpenie rumelky a scheelitu (do 2 až nad 10 zŕn) a ojedinelý arzenopyrit. Z prvkov má v korytových sedimentoch rovnomerné zastúpenie Cu (okolo 1 %), v strednej a západnej časti aj Ag (< 0,01 %) a ojedinele Ni (< 0,1 %), čo indikuje už vyťažené alebo neproduktívne *mlynčianske žilné štruktúry*. Zóny anomálnej koncentrácie záujmových minerálov alebo prvkov sme v tomto území nevyčlenili.

Prieskumné územie *Betliar – Štofova dolina* je dobre a pomerne pravidelne pokryté hydrosieťou orientovanou priečne a pozdĺžne na horninové, tektonické a mineralizované štruktúry, a preto výsledky zo vzorkovania umožňujú dobre posúdiť priestorovú distribúciu rudných minerálov a prvkov i vyčleniť zóny ich koncentrácie.

V území sú zastúpené horninové sekvencie betliarskeho, smolníckeho a hnileckého súvrstvia väčšinou s prie-



Obr. 1. Prieskumné územia v staršom paleozoiku centrálnej časti SGR (upravené podľa Greculu et al., 1995). A – hranice staršieho paleozoika SGR, B – gemerické granity, C – kremenno-antimonitové žily, D – prieskumné územia (I–III), E – lokality s Au mineralizáciou: 1 – Peklisko, 2 – Krátka dolina, 3 – Pintíkova dolina – Šrámky – Balochova hoľa, 4 – Tichovodská dolina, Šedlovská skala, 5 – Christofori, 6 – Zlaté Mlynky – Okrúhly chrbát, 7 – Bystrý potok – Alžbeta, 8 – Štofova dolina, 9 – Hrelíkov potok, Zimná voda, 11 – Hýľov – Hlboká dolina.

Fig. 1. Mineral investigation areas in the Early Paleozoic of the central part of the Spišsko-gemerské rudohorie (SGR) Mts. (arranged according to Grecula et al., 1995). A – boundary of the Early Paleozoic sequences of the Gemeric unit in the SGR Mts., B – Gemeric granites, C – quartz--stibnite veins, D – mineral investigation areas (I–III), E – Au occurrences: 1 – Peklisko, 2 – Krátka dolina valley, 3 – Pintíkova dolina valley – Šrámky – Balochova hoľa hill, 4 – Tichovodská dolina valley, 5 – Christofori, 6 – Zlaté Mlynky – Okrúhly chrbát, 7 – Bystrý potok valley – Alžbeta, 8 – Štofova dolina valley, 9 – Hrelíkov potok valley, Zimná voda, 11 – Hýľov – Hlboká dolina valley.

behom od Z na VSV. Význačné sú výskyty hornín betliarskeho súvrstvia na J od Hnilca v kojšovskom príkrove, ďalej pásmo na J od Balochovej hole s priebehom cez uzáver Tichovodskej do Starovodskej doliny ako súčasť humelského príkrovu. Na J územia pozdĺž transgemerickej strižnej zóny prebieha úzky pruh betliarskeho súvrstvia na čele jedľoveckého príkrovu.

Podľa zisteného výskytu minerálov a prvkov vo vzorkách sedimentov hydrosiete toto prieskumné územie (obr. 1) rozdeľujeme na *severnú časť,* ležiacu medzi Hnilcom a spojnicou kót Závor – Volovec – Kečka – Suchý vrch, a *centrálnu časť,* ležiacu na J od uvedenej spojnice, začínajúcu sa na Z Súľovským potokom a končiacu sa Štofovou dolinou na V.

V *severnej časti* prieskumného územia *(II/1)* sú prejavy mineralizácie podľa zastúpenia minerálov a obsahu prvkov v šlichoch a korytových sedimentoch pomerne málo výrazné. Zlatinky sa v hydrosieti tohto územia nenašli. Získali sa len z dvoch umelých šlichov zo žily s U-Au mineralizáciou na lokalite Peklisko a Krátka dolina, pričom sa na svahoch Krátkej doliny v priestore žily J-1 vyčlenila lokálna zóna koncentrácie Au.

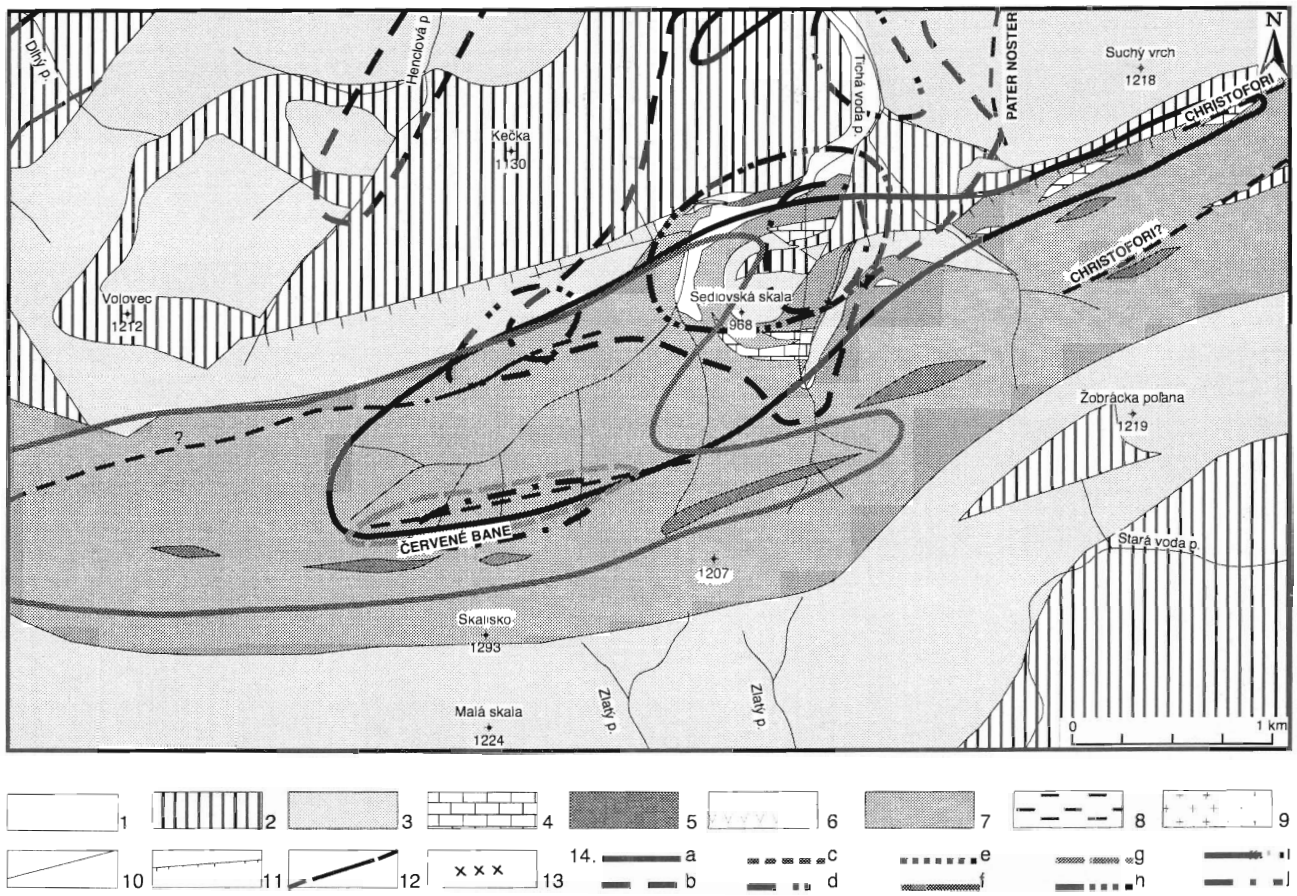
V korytových sedimentoch sa naopak takmer vo všetkých vzorkách indikoval obsah Au do 0,35 ppm, ale vo väčšine vzoriek závislosť jeho obsahu od horninového prostredia nepozorovať.

Osobitné zoskupenie vzoriek s anomálnym obsahom Au (1,68–2,76 ppm) sa identifikovalo vo východnej časti Dlhej doliny bez nálezu primárneho zdroja Au. V tomto priestore sa v šlichoch zistila aj anomálna koncentrácia zŕn arzenopyritu a rumelky (1–10, ojedinele > 100 zŕn). Nachádza sa tu známy bralný odkryv greizenu s cínovcom a v hlbokom podloží aj nové ložisko mastenca. Je pozoruhodné, že sa cínovec v šlichoch neprejavil.

Ojedinelým výskytom s vysokým obsahom Au (17,43 ppm) je vzorka z miesta ležiaceho 0,8 km na J od osady Tichá Voda. Jeho pravdepodobným zdrojom sú hematitizované porfyroidy na blízkom starom banskom odvale s obsahom 0,047 ppm Au.

V celej Dlhej doline, no hlavne v potoku Henclová a Tichá Voda sa zistil obsah scheelitu v rozpätí 3–50 zŕn v šlichoch. Lokálne zoskupenia vyššieho počtu zŕn (11–50) sme vyčlenili ako zóny jeho anomálnej koncentrácie v bočnej doline Dlhej doliny (spod Balochovej hole), vo vrchnej časti doliny Henclovského potoka a na J od osady Tichá Voda (obr. 2). Toto všeobecné rozšírenie scheelitu pokračuje až do južnej a východnej časti prieskumného územia (Betliar, Čučma, Štofova dolina) bez pozorovanej závislosti na rôznych sekvenciách hornín. Jeho výskyt je pravdepodobne spätý s regionálnymi metamorfno--mineralizačnými procesmi, aj keď možnosť jeho genézy s intrúziou gemerických granitov celkom nevylučujeme.

Cínovec tvorí v tomto území najrozsiahlejšiu aureolu výskytu na severných svahoch kóty Hoľa a Surovec včítane doliny Surovca. Vyskytuje sa v počte 1–10, výnimočne do 50 zŕn. Výskyty sú v širokej zóne exokontaktu apofýz



Obr. 2. Časť II. prieskumného územia Volovec – Šedlovská skala – Tichá Voda. 1 – aluviálne a deluviálne sedimenty, 2 – metaryolity, ryolity a ich tuf a tufit gelnického komplexu hnileckého súvrstvia, 3 – sericiticko-chloritické a grafické fylity smolníckeho súvrstvia, 4–8 – betliarske súvrstvie (4 – laminované až kryštalické karbonáty, 5 – lydity, 6 – metabazalty a ich tuf, 7 – tmavosivé sericiticko-grafitické fylity lokálne s impregnáciou sulfidov, kremito-sericitické fylity, 8 – porfyroidy), 9 – granity gemerika, 10 – hranice hornín, 11 – príkrovové línie, 12 – priebeh a názov žilných mineralizácií, 13 – impregnačné (vtrúsené) a žilníkovoimpregnačné mineralizácie, 14 – vyčlenené anomálne zóny: a – Au – zlato, b – scheelit, c – cínovec, d – arzenopyrit, e – rumelka, f – Ag, g – Cu, h – Ni, i – Sb, j – Zn.

Fig. 2. Part II of the mineral investigation area Volovec – Šedlovská skala – Tichá Voda. 1 – alluvial and deluvial sediments, 2 – metarhyolites, rhyolites and their tuffs and tuffites of Gelnica Complex (Hnilec Formation), 3 – sericitic-chloritic and graphitic phylites of Smolník Formation, 4–8 – Betliar Formation (4 – laminated to crystalline carbonates), 5 – lydites, 6 – metabasalts and their tuffs, 7 – dark grey sericitic-graphitic phyllites with disseminated sulphide mineralization, quartz-sericitic phyllites, 8 – porphyroids, 9 – Gemeric granites, 10 – lithological boundaries, 11 – lines of nappes, 12 – direction and name of vein systems, 13 – disseminated and combined vein-disseminated mineralizations, 14 – anomalous zones: a – Au-gold, b – scheelite, c – cassiterite, d – arsenopyrite, e – cinnabarite, f – Ag, g – Cu, h – Ni, i – Sb, j – Zn.

hnileckého granitu alebo na jeho výstupoch. Plošne bezvýznamná indícia cínovca je na JZ od kóty Peklisko (do 10 zŕn).

Arzenopyritové zrná majú počtom malý (1–5 zŕn), ale ucelený výskyt v Dlhej doline predovšetkým v okolí výstupu greizenu spolu s rumelkou. Pravdepodobne tam indikujú osobitný typ mineralizácie, doteraz v tomto priestore v primárnom výskyte neznámy. Rovnaké spoločenstvo, no plošne veľmi obmedzené je aj na JZ od kóty Peklisko. Anomálny výskyt arzenopyritu na J od Tichej Vody (obr. 2) súvisí najskôr s rudnou štruktúrou Pater-Noster.

Na základe výsledkov možno v severnej časti tohto prieskumného územia vyčleniť nasledujúce zóny (aj keď len malého významu) anomálnej koncentrácie minerálov a prvkov:

– zónu Au v priestore žily J-1 v Krátkej doline,

– zónu Au, rumelky a arzenopyritu v Dlhej doline,

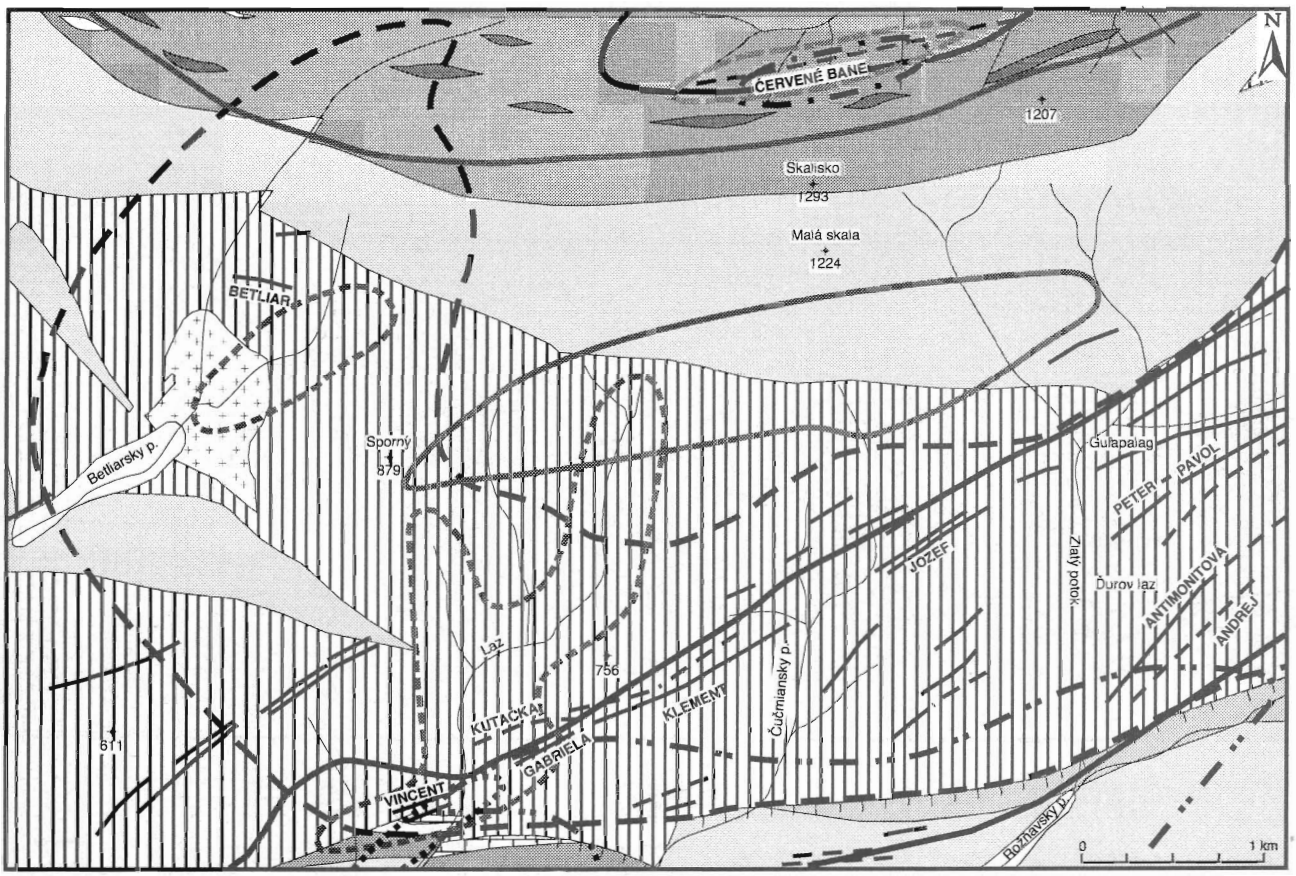
– zónu rumelky, arzenopyritu a cínovca na JZ od kóty Peklisko,

– zónu scheelitu v doline Henclovského potoka a na J od Tichej Vody a

– zónu cínovca v okolí apofýz hnileckého granitu.

V 20 km dlhej *centrálnej časti územia (II/2)* od Betliara po Štofovu dolinu sú prejavy mineralizácie veľmi výrazné a variabilné. Významnými geologickoštruktúrnymi faktormi vyvolávajúcimi túto pestrosť sú výstupy gemerických granitových telies (betliarsky výstup) a podstielajúce v malej hĺbke (dolina potoka Laz a Čučmianskeho potoka) horninové sekvencie pozdĺžneho priebehu transgemerickej strižnej zóny smeru ZJZ–VSV (Grecula et al., 1995) s vývojom mineralizovaných štruktúr a pozdĺžneho priebehu pestrých horninových metamorfných sekvencií, osobitne betliarskeho súvrstvia.

Južným okrajom Balochovej hole a Volovca cez široko rozvetvený záver Tichovodskej doliny do Starovodskej doliny prebieha široký pás hornín betliarskeho súvrstvia



Obr. 3. Časť II prieskumného územia Betliar – Guľapag (vysvetlivky pozri na obr. 2)
Fig. 3. Part II of the mineral investigation area Betliar – Guľapag (explanations as in Fig. 2).

na čele humelského príkrovu. Okrem čiernych grafitických fylitov sú v ňom bežné polohy lyditov a rôzne metamorfne postihnutých karbonátov, zriedkavejšie aj telieska bázických hornín. V tomto prostredí sa na základe analýzy vzoriek sedimentov hydrosiete vyčlenili zóny anomálnej koncentrácie niektorých minerálov a prvkov.

V *Pintíkovej doline* sme zlatinky zistili len v jednom šlichu, ale analyticky sa vo vzorkách zistilo Au do 1 ppm. V oblasti sa identifikovali primárne výskyty Au v telese bázických hornín (0,029–1,18 ppm Au), v kremenných žilách na Z od Balochovej hole lokálne s obsahom do 2,38 ppm Au a na starých odvaloch kremennej žily s bohatým pyritom, arzenopyritom, zriedkavejšie s chalkopyritom s obsahom 0,138–0,32 ppm Au. Na tomto základe tam vyčleňujeme zónu anomálnej koncentrácie Au. Len lokálne sa v Pintíkovej doline zistil aj mierny rast počtu zŕn scheelitu a výnimočne aj cínovca.

V široko rozvetvenom závere *Tichovodskej doliny* sme vyčlenili zóny anomálnej koncentrácie Au, Ag, Cu, Ni a Zn, scheelitu a arzenopyritu (obr. 2).

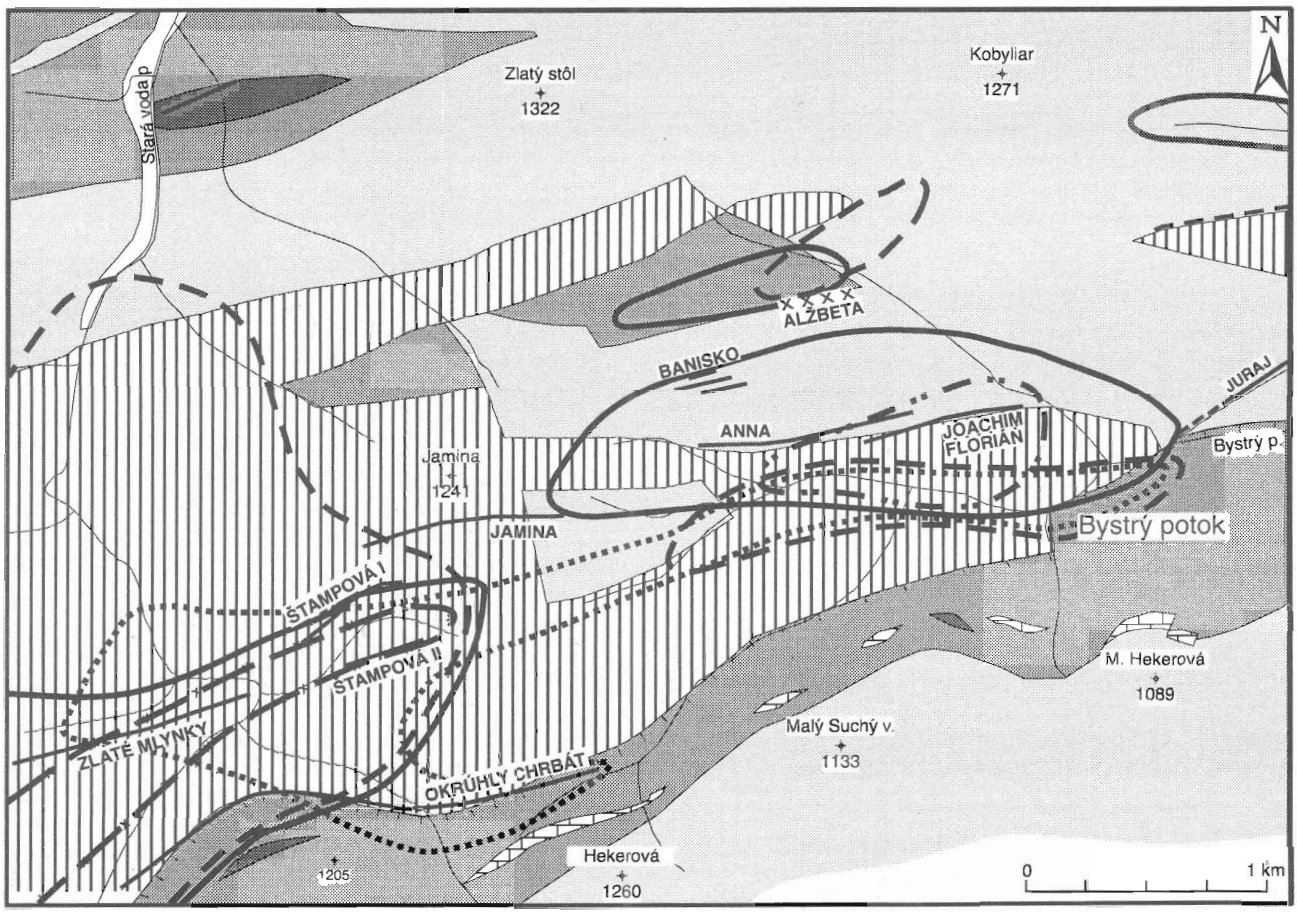
Zlato v šlichoch sa nezistilo vôbec, ale analyticky vo väčšine vzoriek korytových sedimentov áno, a to prevažne do 0,35 ppm, no v troch vzorkách to bolo až 4,08–46,5 ppm Au. V závere doliny sme objavili primárne výskyty Au v odkryvoch a prieskumných ryhách na styku kremennej žily s karbonátmi (možný paleocarlinský typ zrudnenia?), na odvaloch i v geochemickom profile žilnej štruktúry Červené bane. V tomto priestore vyčleňujeme zónu anomálnej koncentrácie Au.

Podľa analýz korytových sedimentov v západnej časti tejto zóny vyčleňujeme aj zónu koncentrácie Ag s obsahom do 0,01 %. V okolí žilnej štruktúry Červené bane je aj zóna Cu a Zn s obsahom do 0,1 %. V blízkom okolí Šedlovskej skaly sa na základe prekvapujúcej prítomnosti Ni vyčlenila aj zóna Ni a tiež zóna koncentrácie Zn.

V širšom okolí Šedlovskej skaly až po Červené bane sa vo vzorkách šlichov často vyskytuje scheelit (bežne 11–50, výnimočne aj vyše 150 zŕn). Túto zónu anomálnych koncentrácií vysvetľujeme prostredím porfyroidov hnileckého súvrstvia. Pod Červenými baňami vyčleňujeme aj lokálnu zónu s arzenopyritom a cínovcom (4 zrná), ktorý sa odtiaľ opisuje prvýkrát.

Vyčlenenie spomenutých zón koncentrácie prvkov a minerálov v záveroch Tichovodskej doliny na základe vzoriek z hydrosiete a primárnych nálezov je nové napriek tomu, že sa pre známe kovonosné vlastnosti horninového prostredia betliarskeho súvrstvia mohlo očakávať.

V *transgemerickej strižnej zlomovej zóne* medzi Čučmou až Štofovou dolinou v dĺžke 20 km a šírke do 2 km sa zlato výrazne prejavuje vo forme zlatiniek, ale aj analyticky v korytových sedimentoch. Bežný počet zlatiniek je 1–5 zŕn, ale v doline Čučmianskeho potoka (obr. 3)



Obr. 4. Časť II. prieskumného územia Stará Voda – Bystrý Potok (vysvetlivky pozri na obr. 2).
Fig. 4. Part II of the mineral investigation area Stará Voda – Bystrý Potok (explanations as in Fig. 2).

je 11 vzoriek so 6 až 25 zlatinkami. O niečo menej zlatiniek sa našlo v susednej Rožňavskej doline, avšak obidve doliny, priečne prestupujúce cez zónu Sb žíl, majú najvyššiu koncentráciu pozitívnych vzoriek zlata predovšetkým z lokalít starých ryžovísk (Lobík, 1971). Menšia koncentrácia zlatiniek sa zistila v priestore Sb žíl (Vincent, Gabriela) na lokalite Zlaté Mlynky a v závere doliny Bystrého potoka (s maximom 23 zlatiniek), ako aj v Štofovej doline (do 13 zlatiniek).

Analytický obsah Au v korytových sedimentoch je prevažne 0,01–1 ppm, v 10 vzorkách v pokračovaní štruktúry Alžbeta v Bystrom potoku do 5,21 ppm. Obsah v šírke strižnej zóny má väčší priestorový rozptyl, ako hovoria údaje zo šlichov.

Na základe rozšírenia zlatiniek vyčleňujeme v tejto oblasti zónu idúcu cez Majerskú a Rožňavskú dolinu až na Zlaté Mlynky. Za perspektívny v nej pokladáme najmä úsek žíl *Zlaté Mlynky* a *Okrúhly chrbát* (obr. 4), pretože zo starých malých odvalov sme zistili obsah 0,X–63,3 ppm Au a v umelých šlichoch stovky zlatiniek a doliny tam narezávajú iba strop zrudnených častí žíl.

V doline *Bystrého potoka* (obr. 4) sme našli tri lokálne zóny Au. Istý prospekčný význam má najväčšia z nich v závere doliny v štruktúre Banisko až Joachim-Florián. V *Štofovej doline* sa zistila rozptýlená koncentrácia zlatiniek v ohraničenej zóne. Okrem známych kremenných Sb ± Au žíl treba uviesť nový zistený výskyt Au s obsahom 3,18 ppm v úlomkoch grafitických fylitov s vtrúseným antimonitom.

Podľa analýz Au v korytových sedimentoch je kontrastnosť členenia na zóny menej výrazná. Prvú zo zón vyčleňujeme podľa priebehu Sb žíl Matej, Vincent, Gabriela, Jozef a cez Guľapalag na J po Žobrácku poľanu (obr. 2). Do druhej zóny sme zaradili priestor Sb žíl od Ďurovho lazu cez Zlaté Mlynky a Jaminu až do hornej polovice doliny Bystrého potoka v priestore žíl Baniská až Juraj (obr. 3). V týchto zónach sa spravidla vyskytujú anomálne koncentrácie Sb.

Plošným rozsahom má osobitné postavenie zóna anomálnej koncentrácie scheelitu v západnom úseku centrálnej časti územia (obr. 4). Pre viac-menej regionálne rozšírenie scheelitu sa na určenie hranice tejto zóny prijalo kritérium výskytu viac ako 11 zŕn v šlichu. V tejto oblasti sú bežné vzorky s obsahom nad 50 až 100 zŕn scheelitu. Zóna na Z tvorí širokú „obrubu" betliarskeho masívu a pokračuje oblúkom širokým 2 km do transgemerickej strižnej zóny až po kótu Jamina v dĺžke do 20 km. Prevažne „leží" na horninách hnileckého súvrstvia. Od betliarskeho masívu až po Majerskú dolinu sú granitové telesá pod zónou scheelitu iba v hĺbke 200–500 m a ďalej po kótu Jamina

v hĺbke vyše 1000 m. Tento priestorový vzťah môže do istej miery ovplyvniť názory na jeho genézu.

V scheelitovej zóne v doline potoka Laz a jeho prítoku na S od žily Gabriela vyčleňujeme zreteľnú zónu cínovca s obsahom do 10 zŕn vo vzorke (ojedinele aj vyše 50 zŕn) so sprievodným turmalínom a scheelitom, čo vysvetľujeme evidentnou blízkosťou granitovej intrúzie v jej podloží.

Anomálie scheelitu a volframitu sa v tomto priestore zistili už dávnejšie (Matula in Malachovský, 1983) a spájajú sa (Grecula, 1982) s prítomnosťou tzv. pestrej metamorfovanej série najmä v humelskom príkrove. Konkrétny primárny výstup uvádza Malachovský (Malachovský et al., 1983) v odkryve greizenu Dlhej doliny, kde v kremenno-Fe dolomitových žilkách sú miestami bohaté zhluky cínovca, scheelitu a ferberitu s akcesorickými sulfidmi a Bi sulfosoľami. Tieto údaje majú všeobecnejší (Grecula, 1982), ale aj lokálny význam (Malachovský et al., l. c.) a sú spoľahlivo podložené. Napriek tomu – rozľahlosť zóny výskytu scheelitu, ktorý sme zistili – je osobitným prospekčným a významovým problémom vysvetlenie mineralogického, štruktúrneho a petrograficko-metamorfného prostredia jeho primárnych výskytov.

Zaujímavý je výskyt rumelky s dvoma až desiatimi zrnami vo vzorkách. V rámci scheelitovej zóny na SV od Guľapalagu vymedzujeme zónu zŕn rumelky, v ktorej sa okrem scheelitu vyskytuje aj zlato. V širšom priestore Zlatých Mlynkov sme zistili koncentráciu zŕn rumelky bežne do 10 zŕn, ale nezriedka aj vyše 20 zŕn za prítomnosti viac ako 100 zŕn scheelitu a zlatiniek. Táto zóna rumelky pokračuje až do oblasti Bystrého potoka.

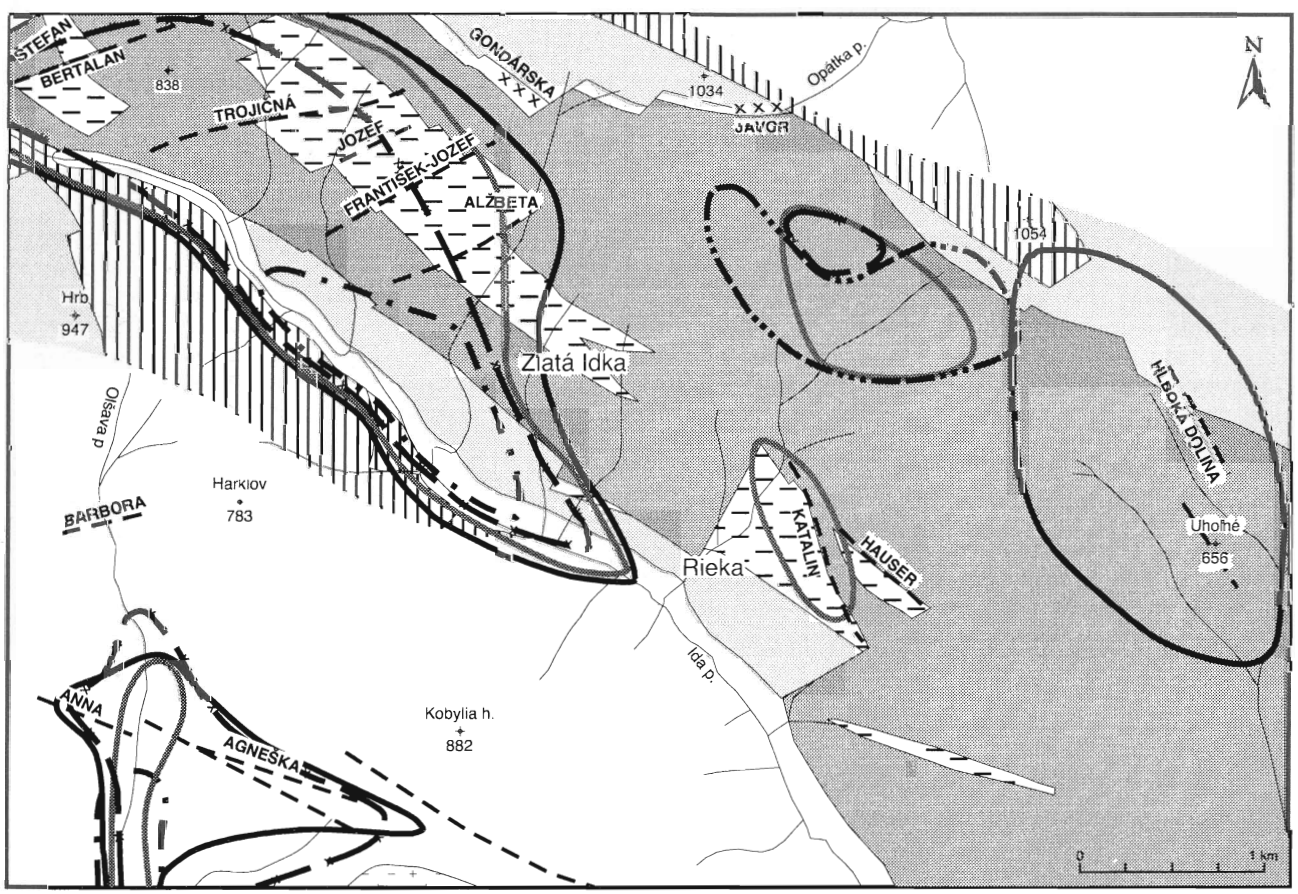
Indikácie Sb sú vo vzorkách ojedinelé, zvyčajne len do 0,01 %. Na Z, v dolných úsekoch Rožňavskej a Majerskej doliny smerom na J sa v šlichoch objavujú zrná arzenopyritu, často 50 až 100 a najpravdepodobnejšie indikujú priechod do južnejšej zóny Si-Fe-Cu žíl so sulfidmi, začínajúcej sa v tomto priestore.

Výskyt Ag v korytových sedimentoch sa analyticky prekvapujúco indikoval mimo zón ostatných prvkov a minerálov. V troch zónach je obsah Ag vo vzorkách do 0,01 % a sprevádza ho minimálna indikácia Au (do 0,35 ppm). Na Z od betliarskeho granitového masívu a na V od masívu Malej skaly lokalizujeme Ag zónu v betliarskom súvrství a v doline Bystrého potoka, ako aj v smolníckom a hnileckom súvrství.

Na základe výsledkov vyčleňujeme a na ďalšiu prospekciu v 2. prieskumnom území odporúčame nasledujúce zóny anomálnej koncentrácie minerálov a prvkov:

– zónu Au, Ag (Ni, Zn) v rozvetvenom závere Tichovodskej doliny,

– zónu scheelitu v rozsiahlej zóne medzi betliarskym masívom až kótou Jamina,



Obr. 5. Časť III. prieskumného územia Kloptaň – Hýľov (vysvetlivky pozri na obr. 2).

Fig. 5. Part III of the mineral investigation area Kloptaň – Hýľov (explanations as in Fig. 2).

– *zónu Au, Sb, Hg v priestore Zlatých Mlynkov a Okrúhleho chrbta* a

– *zónu Au v Bystrom potoku na štruktúre Banisko, Anna, Joachim-Florián a Alžbeta.*

V prieskumnom území *Kloptaň – Hýľov (III, obr. 1),* hlavne v jeho východnej časti (obr. 5), sú zastúpené prevažne horniny betliarskeho súvrstvia. Z metalogenetického hľadiska sú zaujímavé výstupy humelského gemerického granitu, malý výstup granitu v doline Idy, a predovšetkým rozsiahlejšie popročské granitové teleso.

Vzorky šlichov v prieskumnom území sa odoberali len v západnej časti územia (Hutná dolina, Zimná voda), ale vzorkovaním korytových sedimentov sa pokrylo celé prieskumné územie okrem potoka Ida pod Zlatou Idkou a to pre jeho „rudné znečistenie" z ložiska Zlatá Idka.

V prieskumnom území sme ako samostatný malý celok vyčlenili *oblasť Hutnej doliny* (Veľký a Malý Hutný potok) na Z od Prakoviec (obr. 1). Tieto doliny priečne pretínajú vrchný (mníšanský) rudonosný horizont smolníckeho súvrstvia, ktorý je tam nositeľom vulkanicko-sedimentárneho polymetalického zrudnenia. Jeho mineralizácia sa jednoznačne potvrdzuje v analýzach korytových sedimentov, redšie aj v šlichoch obidvoch dolín. Bežný obsah Au v analýzach vzoriek je do 6 ppm, Cu a Zn do 0,1 %, ale Cu aj viac ako 1 %. Vo Veľkej Hutnej doline sa zistil obsah Ag do 0,01 % a lokalizovala sa aj zóna koncentrácie arzenopyritu s viac ako 50 zrnami v troch vzorkách. Zlato (dve zlatinky) sa našlo len v jednom šlichu v Malej Hutnej doline.

Na základe uvedených poznatkov vo Veľkej Hutnej doline vyčleňujeme zónu anomálnej koncentrácie Cu, Zn a Ag a v Malej Hutnej doline zónu Cu a predpokladáme tam aj zdroj Au.

Prejavy mineralizácie v západnej časti *prieskumného územia Kloptaň – Hýľov* v hornej časti severných dolín Hrelíkovho potoka, Zimnej vody a južných dolín Zlatnej, Humela a Borzova sú podľa zistených minerálov zo šlichov a analýz korytových sedimentov veľmi obmedzené.

Zlatinky v šlichoch v Hrelíkovom potoku sú len ojedinelé, no v súlade s analyticky anomálnou vzorkou korytového sedimentu s obsahom 19,8 ppm Au boli východiskom pri zisťovaní primárneho zdroja Au mineralizácie v grafitických metasiltovcoch a fylitoch. To bol dôvod na vyčlenenie zóny anomálnej koncentrácie Au v pásme priebehu mineralizovaných hornín a tiež lokálnej zóny Ag (do 0,01 %). Vo vetve Hlbokej doliny na V od Zimnej vody sa zistilo 10 zlatiniek a analyticky 0,11 ppm Au, no doteraz sa nepodarilo zistiť jeho primárny výskyt.

Ďalšie zóny anomálnej koncentrácie v tejto oblasti vyčleňujeme na základe analýz korytových sedimentov, ojedinele aj šlichov a overenia primárnych výskytov Au. Zóny Au mineralizácie malého rozsahu vyčleňujeme v záverečnom úseku doliny Zimná voda (Gelnická dolina) a v doline potoka Zlatná.

V mieste zvetvenia Zimnej vody lokalizujeme zónu Au na základe zisteného obsahu Au (6,16 ppm) v korytovom sedimente, v pôdnom geochemickom profile a indikáciou primárneho zdroja v úlomkoch kremennej žily (0,06 ppm Au).

V úplnom závere Zimnej vody blízko kóty Tri studne vyčleňujeme zónu anomálnej koncentrácie Au a v nej lokálne zóny rumelky a scheelitu (v priemere do 10 zŕn). Zóna Au pokrýva oblasť U-Au *žily Zimná voda,* overovanú (podrobnými) prieskumnými prácami (ryhami a vrtmi), ale vzorky šlichov a korytových sedimentov hydrosiete ju neidentifikovali. Zistila sa ešte v roku 1975 pri prieskume U rúd (Novotný a Čížek, 1979) a podrobne sa ňou zaoberal Rojkovič et al. (1997). Ako zaujímavosť uvádzame, že vo východnej časti žily sa pri terajšom prieskume zistil ojedinelý obsah 1300 ppm Au a v umelom šlichu zo vzorky kremennej žily v prieskumnej ryhe 135 zlatiniek (navyše tri zrná rumelky), ako aj 110 zlatiniek z pôdnej vzorky na telese bázických hornín na Trochanke.

Južne od humelskej apofýzy granitu sa pri skupine rudných žíl Pod hrebeňom, Agátová a Humel okrem jednej zlatinky v korytových sedimentoch analyticky zistil obsah do 1 ppm Au včítane Ag (< 0,01 %), Zn (do 0,1, ale aj > 1 %), ojedinele Cu (do 1 %), Sb (< 0,01 %), Ni (< 1 %) a 19 zŕn rumelky. Na tomto základe tu vyčleňujeme zóny anomálnej koncentrácie malého rozsahu Au, Ag, Zn (žila Pod hrebeňom), Cu, Zn (žila Humel) a rumelky (žila Agátová).

Poslednou vyčlenenou zónou Au v tejto časti územia je zóna v závere doliny Zlatného potoka na J od kóty Kloptaň. V korytových sedimentoch sa tam zistil obsah 7,5 ppm Au, avšak overovanie pôdnym geochemickým profilom neposkytlo jednoznačný výsledok.

Východná časť *3. prieskumného územia* (zlatoidčianske ložisko, oblasť Hýľova a popročského granitového masívu) hodnotíme iba na základe analýz Au a vybraných prvkov vo vzorkách korytových sedimentov (obr. 5).

Zlatoidčianske drahokovové a polymetalické ložisko sa výrazne prejavuje v korytových sedimentoch anomálnym obsahom Au, Ag, Sb a v juhovýchodnej časti aj Zn a Cu (do 0,1 %). Obsah Au je štandardne do 1 ppm (ojedinele až 34,75 ppm), priemerný obsah Ag do 0,01 % a Sb v potoku Ida do 0,1 %. Pritom je pozoruhodné, že severné prítoky Idy priečne narezávajú zlatoidčianske žily, no indikácie spomenutých prvkov sú zriedkavé alebo nijaké. Na druhej strane je výrazný obsah prvkov v dvoch priečnych potokoch, z ktorých najdlhší pretína žilu Alžbeta a František–Jozef. Na halde žily Štefan sa vo vzorke kremeňa s jamesonitom zistil 7,63 ppm Au. Údaje poukazujú na to, že analýzy zvolených prvkov v korytových sedimentoch dobre indikujú a lokalizujú prítomnosť vyťaženého ložiska rúd.

Na S od *žily Katalin* sa v zóne dlhej vyše 1,5 km analýzou zistilo nevšedné zoskupenie vzoriek s anomálnym obsahom Ni (do 0,1 %), Ag (do 0,01 %), Sb (do 0,01 %) a ojedinele aj Cu (do 0,1 %), čo jednoznačne indikuje prítomnosť doteraz neznámej a ani nezisťovanej žilnej alebo žilníkovoimpregnačnej mineralizácie minerálov uvedených prvkov.

4 až 4,5 km na SZ od Hýľova sa v dvoch západných prítokoch Hlbokej doliny vyčlenila zóna anomálnej koncentrácie Au – *Hlboká dolina.* V korytových sedimentoch sa tam zistil obsah Au 0,01–6,02 ppm. Lokalizoval

sa aj primárny výskyt Au vzorkovaním sutiny s obsahom 0,4 ppm Au a pôdnymi geochemickými profilmi v dĺžke 0,5 km s možným pokračovaním výskytu v dĺžke 0,8 km. V zóne kremitých metapsamitov a v nesúvislých kremenných žilníkoch s rozptýleným pyritom a arzenopyritom sa stanovil obsah Au 0,06–2,46 ppm. Je predpoklad, že sa v celom priestore anomálnej koncentrácie Au zistia ďalšie primárne výskyty Au, a preto má zóna prognózny význam.

V *popročskom masíve* gemerických granitových telies sú známe v minulosti preskúmavané a ťažené žilné štruktúry s Sb alebo s Ag a Au. V sedimentoch hydrosiete (už mimo sledovaného prieskumného územia) sme zistili najvýraznejšie zoskupenie Sb, Au, Ag a Zn na SZ od masívu, ktoré v potoku Olšava a jeho ľavostrannom prítoku indikujú v minulosti ťaženú žilu Anna a Agneška. Vo vyčlenených zónach je obsah Au prevažne do 0,1 ppm, Ag a Sb < 0,01 % a Zn < 0,1 %. Zistené pokračovanie anomálií prvkov aj na S od známych žíl naznačuje, že tu môže byť aj ďalšie, doteraz neznáme zrudnenie.

V strednej časti popročského masívu (na J od *kóty Podkova*) je v hydrosieti v prostredí granitových telies skoncentrovaná skupina vzoriek korytových sedimentov s obsahom do 2,55 ppm Au a s obsahom Ag 0,01 %. V priestore je z minulosti známa krátka bezmenná kremenná žila, pravdepodobný zdroj tejto mineralizácie. Zónu anomálnej koncentrácie Au tu predpokladáme v dĺžke do 2 km.

Z celého popročského masívu a Zlatej Idky sa v minulosti (Matula in Malachovský, 1983) odobrali vzorky šlichov v hydrosieti a zhodnotil sa aj výskyt zlatiniek. Z výsledkov vyplýva, že v celom priestore zlatoidčianskeho ložiska sú v severných prítokoch Idy ojedinelé zlatinky (1–5 kusov), ale v potoku Ida na J od Zlatej Idky v dĺžke vyše 1 km 5–10 zlatiniek, čo je v súlade aj s našimi údajmi analytického obsahu Au v tomto úseku. Podobne sme 1–5 zlatiniek zistili v Hlbokej doline a v jej prítokoch na SZ od Hýľova. Z potoka Olšava v popročskom masíve (žila Anna a Agneška) sa uvádza 1–5, ale vyše 10 zlatiniek. Podobná je situácia v potokoch na SV od Rudníka, čo spolu s našimi údajmi o obsahu Au v sedimentoch posilňuje predpoklad o existencii primárneho zdroja, pravdepodobne viažuceho sa na doteraz bezmennú žilu na J od kóty Podkova.

Podľa výsledkov zo vzoriek sedimentov hydrosiete vyčleňujeme a na ďalšiu prospekciu v 3. prieskumnom území odporúčame tieto zóny anomálnej koncentrácie minerálov a prvkov:

– *zónu Au v prekremenených horninách a kremenných žilníkoch v Hlbokej doline,*

– *zónu Au v grafitických metasiltovcoch a fylitoch v Hrelíkovom potoku s cieľom overiť mineralizáciu do hĺbky* a

– *zónu Ni-Ag-Sb na S od žily Katalin s identifikáciou zdroja mineralizácie.*

Menší význam majú, ale pozornosť si zasluhujú nasledujúce prieskumné otázky:

– *možné pokračovanie U-Au žily Zimná voda-západ do hĺbky pod indikovaným tektonickým zlomom,*

– *overenie žíl zlatoidčianskeho typu so zónou Au, Ag, Zn, Cu a rumelky na južnom okraji humelskej apofýzy granitu* a

– *overenie bezmennej žily s obsahom Au a Ag na J od kóty Podkova.*

Záver

Šlichovaním a analýzou vzoriek korytových sedimentov v hydrosieti, ktoré sa v centrálnej časti SGR využili prvýkrát a boli nosnou regionálnou metódou prieskumu, sa vyčlenili zóny anomálnej koncentrácie zlata, vybraných minerálov a prvkov.

Navyše výsledky šlichovania a analýzy korytových sedimentov výrazne obohacujú a prekonávajú údaje a vedomosti predchádzajúcich výskumov zameraných na výskyt zlata v SGR, a to najmä mimo klasických, historicky známych Sb(Au) žilných štruktúr.

Zistilo sa, že ak je v horninách betliarskeho súvrstvia Au mineralizácia (Háber a Križáni in Donát et al., 2000), vo vzorkách šlichov sa neprejavuje, ale dobre sa analyticky indikuje vo vzorkách korytových sedimentov. Z toho možno interpretovať, že v tomto súvrství zlato tvorí mikrozlatinky alebo inklúzie vo vtrúsených sulfidoch.

Žilné Sb (Au) štruktúry (Čučma, Štofova dolina a i.), ktoré prebiehajú súbežne s transgemerickou strižnou zónou, sa v hydrosieti dobre indikujú zlatinkami v šlichoch. Podobnú indikačnú schopnosť má aj obsah Au v korytových sedimentoch.

Technické overovanie ukázalo, že v prípade anomálneho obsahu Au v korytových sedimentoch je primárny zdroj Au v malej vzdialenosti (100–300 m) na priliehajúcich svahoch, nie proti toku potoka. Častý hubovitý habitus zlatiniek s kavernami vyplnenými Si-Al gélmi a hydroxidmi poukazuje na ich dlhodobejší „pobyt" v prostredí s migráciou koloidov.

Zlatinky sa všeobecne vyznačujú vysokou rýdzosťou. Priemerná rýdzosť zlata v nábrusoch zo žiloviny je 930 (WDX a EDX analýzy). Povrch zlatiniek v zrnových preparátoch zo šlichov dosahuje priemernú rýdzosť vyše 960, čo poukazuje na prítomnosť zlatiniek vzniknutých autigénnymi procesmi v kôre zvetrávania rudniny, hornín a vo svahovine.

Mineralogický výskum (Háber a Križáni, l. c., Novotný et al., 1999) poukázal na rast predtým neznámych faktov o morfológii, chemickom zložení a genéze zlatiniek. Získali sa informácie o nových a rozšírili poznatky o už známych výskytoch zlata a jeho minerálnych asociáciách.

Na prospekčné účely, ale aj ako súčasť metalogenetických záverov možno uviesť zistenie vysokého obsahu arzenopyritu, uraninitu, uránovej sľudy a scheelitu v ultraťažkej frakcii šlichov z Dlhej a Pintíkovej doliny, transgemerickej tektonickej zóny a z Bystrého potoka, v ktorých sa doteraz ich primárne výskyty nezistili.

Praktický význam môže mať aj zistenie výskytov anomálneho obsahu granátov v umelých šlichoch z Pintíkovej a Krátkej doliny (v surovom melive 45 % a v produktoch hydrodynamickej separácie 80–99 %) a turmalínu z plošného odkryvu v Zimnovodskej doline (do 80 %).

Šlichovanie, odber a spracúvanie korytových sedimentov pri prieskume a jeho prospekčnom hodnotení prinieslo aj niektoré metodické, praktické a možno aj metalogenetické poznatky, ktoré sa dajú využiť aj v iných oblastiach Západných Karpát. Z používania a hodnotenia metód vyplývajú nasledujúce všeobecné poznatky:

V hornatinnom, miestami až vysočinnom, podhôľnom type reliéfu sa v strmých záveroch dolín tvorí hrubá sutina s nedostatkom materiálu na odber vzoriek šlichov, čoho dôsledkom môže byť aj absencia takýchto vzoriek, a teda aj strata indikácie možného výskytu mineralizácie (napr. U-Au žila v doline Zimnej vody).

Za rovnakých morfologických podmienok je obdobná situácia aj pri odbere korytových, prevažne ílovitých sedimentov, ale výhodou je možnosť odobrať vzorky ílu, resp. blatiek pomerne početných prameňov a prameníšť v záveroch dolín.

Z porovnania počtu vzoriek (v rovnakom území), v ktorých sa Au zistilo alebo vo forme zlatiniek (115 vzoriek s Au pri celkovom počte 761 šlichov), alebo analyticky (426 vzoriek s Au pri celkovom počte 747 vzoriek korytových sedimentov), vychádza až 3,77-krát vyššia indikačná schopnosť metódy korytových sedimentov s analytickým stanovením obsahu Au. Touto metódou sa v 57 % všetkých odobraných vzoriek zistil obsah Au nad 0,01 ppm. Treba podotknúť, že všetky analyzované vzorky prešli predanalytickou úpravou, t. j. odseparovaním a analýzou ílovitej zložky s cieľom zvýšiť obsah Au, ale doteraz nie je exaktne známe, ako sa pritom obohacujú ďalšie prvky v analyzovanej frakcii.

V skupine vzoriek neupravovaných pred analýzou bola úspešnosť indikácie Au 28,2 %, teda aj tak dva razy vyššia ako pri vzorkách šlichov (15,1 %).

Podľa indikačných schopností z použitých metód hodnotíme ako najvýhodnejšiu metódu odberu korytových sedimentov (ílovitej až jemnej piesčitej frakcie) s priamou kvantitatívnou analýzou Au bez predanalytickej úpravy.

Podľa analýz korytových sedimentov 328 vzoriek z celkového počtu 426 vzoriek s obsahom Au patrí do obsahovej triedy 0,01–0,35 ppm Au. Pokiaľ vzorky tejto triedy nie sú v komplexe vzoriek s podstatne vyšším obsahom, sú v priestore často rozptýlené nepravidelne. Príčinou môže byť alebo zvýšený klarkový obsah Au v rozličných metamorfovaných horninách územia, alebo vyšší obsah Au vo vzorkách korytových sedimentov spôsobený sorpciou Au na ílové minerály či organický detrit z roztokov (Cl^-, SO_4^{2-}) v prírodnom prostredí a jeho nasledujúce obohatenie pri predanalytickej úprave vzoriek (separáciou ílovitej zložky).

Z porovnania úspešnosti detekcie Au vo vzorkách šlichov alebo korytových sedimentov v skúmanej oblasti rezultuje, že analyticky určovaný obsah Au v korytových sedimentoch indikuje prítomnosť Au výraznejšie a spoľahlivejšie.

Podľa výsledkov prospekcie možno konštatovať, že niektoré vyčlenené zóny anomálnych koncentrácií Au a záujmových minerálov resp. prvkov by bolo vhodné detailnejšie preskúmať a zhodnotiť ďalšími prieskumnými prácami. Autori predpokladajú návrh takýchto zón a rozdeľujú ich na skupinu s hlavným prospekčným prvkom Au so sprievodnými prvkami a minerálmi a na skupinu zón iných prvkov a minerálov okrem Au.

Do prvej skupiny navrhujú zaradiť *Au, Ag (Ni, Zn) zóny so scheelitom* v rozvetvenom závere Tichovodskej doliny v betliarskom súvrství, *Au, Sb zóny (± rumelka)* v závere Starovodskej doliny v priestore Zlatých Mlynkov až Okrúhleho chrbta, pretože v zóne sú dolinami narezané iba vrchné časti hlbšie uložených Au žíl (napr. žila Okrúhly chrbát), *Au zónu* v prekremenených horninách a kremenných žilníkoch v širšom priestore Hlbokej doliny na SZ od Hýľova, *Au zóny* v Bystrom potoku v priestore rudnej štruktúry Banisko, Anna, Joachim–Florián a Alžbeta, *Au zónu* v grafitických metasiltovcoch a fylitoch v doline Hrelíkovho potoka s cieľom overiť mineralizácie pod úrovňou doliny a možné pokračovanie *U-Au žily* Zimná voda do hĺbky pod tektonickým zlomom.

Do druhej skupiny možno zaradiť rozsiahlu *zónu scheelitu* medzi betliarskym granitovým masívom až kótu Jamina v širšom priestore transgemerickej strižnej zóny a *Ni-Ag-Sb zónu* na S od žily Katalin s cieľom identifikovať zdroj tejto mineralizácie.

Ďalšie vyčlenenie zóny anomálnych koncentrácií prvkov a minerálov, ktoré sa uvádzajú pri opise zón v prieskumných územiach, sú možným námetom na úvahy o ďalšej prospekcii.

Poďakovanie. Prieskumné práce v centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria financovalo MŽP SR. Za nezištnú pomoc pri štúdiu problematiky úprimne ďakujeme radu spolupracovníkov, najmä E. Felberovi, J. Bezákovi, V. Danielovi a J. Tomajkovi za pomoc pri terénnych a hodnotiacich prácach. Za aktívny príspevok do výskumu ďakujeme prof. I. Rojkovičovi, DrSc., za metodickú spoluprácu Ing. J. Knéslovi, za vykonané analýzy pracovníkom banskobystrického laboratória atómovej absorpčnej spektrofotometrie GÚ SAV (Dr. P Andrášovi a E. Paulínyiovej), Ekologických laboratórií, s. r. o., a geoanalytických laboratórií ŠGÚDŠ v Spišskej Novej Vsi, s. r. o. Koral v Spišskej Novej Vsi za počítačové grafické spracovanie a zhodnotenie podkladov príloh a N Halašiovej z GIÚ SAV za zhotovenie záverečných obrázkových príloh.

Literatúra

Babčan, J., 1987: Základné črty fyzikálnej geochémie zlata. *In: J. Jarkovský & J. Beňka (eds): Zlato v Západných Karpatoch. Bratislava, GÚDŠ, s. 23–28.*

Babčan, J. & Ševc, J., 1994: Olovo v systémoch s organickými látkami. *Mineralia Slov., 26, 5, 13 s.*

Bartalský, J. & Grecula, P., 1976: Hlavné smery geologického výskumu a prieskumu v SGR. *In. Geológia, metalogenéza a prognózy surovín SGR. Košice, s. 110–136.*

Donát, A., Mihál', F. & Novotný, L., 2000: Geologickoprieskumné práce na Au v staršom paleozoiku SGR. [Záverečná správa.] *Manuskript. Bratislava, Geofond. 209 s., 71 príloh.*

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

Grecula, P. (editor) et al., 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zv. 1. *Bratislava, Geocomplex. 829 s.*

Lobík, M., 1971: Štúdium ťažkých minerálov z alúvií potokov v oblasti Betliar – Rožňava – Pača. [Diplomová práca.] *Manuskript. Spišská Nová Ves, Uranpres, s. r. o. 95 s.*

Malachovský, P (editor) et al., 1983: SGR – vysokotermálna mineralizácia – Sn, W, Mo rudy. [Záverečná správa.] *Manuskript. Bratislava, GSSR. 233 s., 66 príloh.*

Matula, I., 1979: Výsledky geochemickej prospekcie v oblasti Zlatá Idka a Poproč. *In: Banícko-geologické sympózium. Zlatá Idka, s. 43–58.*

Matula, I., 1985: Výsledky regionálnej geochemickej prospekcie v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria metódou ťažkých minerálov. *In: Akcesorické minerály. Bratislava, GÚDŠ, s. 121–124.*

Novotný, L. & Čížek, P., 1979: Nový výskyt uránu a zlata južne od Prakoviec v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Mineralia Slov., 11, 2, s. 188–190.*

Novotný, L., Háber, M., Križáni, I., Rojkovič, I. & Miháľ, F., 1999: Zlato v staršom paleozoiku centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia Slov., 3–4, s. 211–216.*

Háber, M. & Novotný, L., 2000: Zlato v staropaleozoických komplexoch centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *In: Mining and Geological Activities under the New Conditions, Repiská – Demänovská dolina, s. 210–220.*

Rojkovič, I., Háber, M. & Novotný, L., 1997: U-Au-Co-Bi-REE mineralization in Gemericum, Slovakia. *Geol. Carpath., 48, pp. 303–313.*

Rozložník, O. & Bachňák, M., 1987: Čučma–Grexa, VP. Ročná správa z úlohy za rok 1986. *Manuskript, archív správ GP Spišská Nová Ves.*

Varček, C., 1975: Mineralogický výskum žilnej uránovej mineralizácie v centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Manuskript, archív Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves, 215 s.*

The results of heavy mineral prospection and sampling of stream-bed sediments in the central part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

The heavy metal prospection and analyses of stream-bed sediment samples in hydronetwork were realized in the central part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (SGR) for the first time. They were used as a base investigation method and enabled to distinguish zones with anomalous contents of gold, selected minerals and elements.

The obtained results of the heavy metal prospection and of analyses of stream-bed sediments strongly widen and overcame the knowledges of previous research-works which solved the question of the gold in SGR, mainly in areas outside of the described and historically well-known Sb(Au) vein structures.

We have found that if the Au mineralization is present in the rocks of the Betliar Fm. (Háber and Križáni in Donát et al., 2000), in the samples of heavy metal prospection it is not reflected but it is very well analytically identified in the samples of stream-bed sediments. The mentioned data enable an interpretation that in this formation the gold is present in the form of micro-grains or inclusions in disseminated sulphides.

The vein Sb(Au) textures (Čučma, Štofova dolina valley etc.), being parallel to the Trans-Gemeric fault zone, are in hydro-network well identified by gold grains in heavy metal prospection samples.

The fineness of gold grains is mostly very high. The average fineness of gold in polished sections from vein material is 930 (WDX and EDX analyses). The surface of gold in grain preparates from heavy metal prospection samples reaches the fineness up to average value 960. This fineness indicates that the gold was formed by authigenic processes in the weathering crust of ore-materials, rocks and in slope material.

Mineralogical investigation (Háber and Križáni, l. c., Novotný et al., 1999) shows the increasing role of formerly unknown facts about the morphology, chemical composition of gold grains and about their origin. New occurrences of gold were described and new data about the well-known occurrences were obtained.

At the prospection there are used for formulation of metallogenetical results the data about the high contents of arsenopyrite, uraninite, U-micas and scheelite in ultraheavy mineral fraction from the Dlhá dolina valley, Pintíková dolina valley, from the course of Trans-Gemeric fault zone and from the Bystrý potok creek. In the above mentioned localities were up to the present time no primary occurrences were ascertained.

The practical importance could be brought by the occurrence of anomalous garnet content in artificial heavy mineral concentrate from the Pintíková and Krátka valleys (in average about 45 % and in products of hydrodynamic separation up to 80–99 %) and of turmaline from outcrop in the Zimná voda valley (up to 80 %).

Authors present the proposal of following zones and divide them into two groups: 1. group with the main exploration element Au and with accompanying elements and minerals and 2. group represented by elements and minerals excluding Au.

The authors propose to include into the first group the Au, Ag (Ni, Zn) zones with scheelite in ramified termination of the Tichovodská dolina valley in Betliar Fm., Au, Sb (± cinnabar) in termination of the Starovodská dolina valley in area of Zlaté Mlynky to Okrúhly chrbát because in these zones the valleys outcrop only the upper parts of deeper continuing Au veins (e. g. the Okrúhly chrbát vein), Au zone in silicificied rocks and in quartz stockworks in wider area of the Hlboká dolina valley in NW direction from Hýľov, Au zone in the Bystrý potok creek in area of ore structures Banisko, Anna, Joachim–Florián and Alžbeta, Au zone in graphite metasilts and phyllites in the Hrelíkov creek with aim to verify mineralization beneath the valley level and verify the possible continuation of U-Au vein Zimná voda in direction to the depth under the tectonic fault.

To the second group of zones of anomalous elements and minerals it is possible to include the extensive scheelite zone between Betliar granite body up to the Jamina elevation point in wider area of the Trans-Gemeric fault zone and the Ni-Ag-Sb zone in northern direction from Katalin vein with aim to identify the source of mineralization.

Mineralia Slovaca, 34 (2002), 203–206

Sú fylity Kliniska v Nízkych Tatrách hercýnskym príkrovom?

VLADIMÍR BEZÁK[1] JOZEF MICHÁLEK[2] a JÁN KRÁĽ[1]

[1]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]EnviGeo, s. r. o., Kynceľovská 10, 975 90 Banská Bystrica

(Doručené 28. 10. 2002, revidovaná verzia doručená 25. 11. 2002)

Are phyllites of Klinisko in the Nízke Tatry Mts. a Hercynian nappe?

The Low-grade metamorphosed phyllites of Klinisko (Nízke Tatry Mts.) were metamorphosed in the Mesohercynian stage (360–340 Ma). The cooling age of muscovites has been yielded as 340 Ma. Phyllites were tectonically transported to temporal position on the granitoid pluton of Prašivá in the Neohercynian stage (most probably in the Middle or Late Carboniferous). Younger leucogranites and basic veins, which crosscut the complex of phyllites, are probably of Permian age. The position of Triassic sediments is transgressive.

Key words: Western Carpathians, Nízke Tatry Mts., phyllites, high-grade metamorphites, granitoids, Mesohercynian metamorphism, Neohercynian thrusting

Úvod

Kryštalinikum Ďumbierskych Tatier sa skladá z vysokometamorfovaných hornín (prevažne ortorúl, sčasti pararúl a amfibolitov) a granitoidov, ale obsahuje aj komplex nízkometamorfovaných hornín, ktorý do tejto zostavy nezapadá. Ide o fylity typu Klinisko, ktoré vystupujú na severnej strane pohoria.

Prvý tieto fylity opísal Koutek (1930) pod názvom kryštalické bridlice Kliniska. Neskôr sa nimi zaoberal Klinec a Miko (in Petro et al., 1976) v súvislosti s mineralizáciou granitoidov typu Železné, ktoré cez fylity prenikajú. Je zaujímavé, že autori zaoberajúci sa stavbou kryštalinika v širšom kontexte im takú veľkú pozornosť nevenovali. Hoci komplexov tohto typu sa v Západných Karpatoch zachovalo málo (napr. harmónska séria v Malých Karpatoch), indikujú práve to, čo tu z hercýnskej stavby chýba. Bezák et al. (1997) tieto fylity zahrnuli do vrchných epizonálnych komplexov v rámci sústavy hercýnskych litotektonických jednotiek a podľa tejto koncepcie boli nasunuté na vrchnú rulovú litotektonickú jednotku v mezohercýnskej alebo neohercýnskej etape.

Geologická pozícia fylitov Kliniska patrí medzi klasické otázky západokarpatského kryštalinika z viacerých príčin. Detailné mapovanie (Michálek et al., 1998) potvrdilo ich pozíciu na granitoidnom plutóne Prašivej (intruzívny vek okolo 360 Ma; Cambel et al., 1990) bez prejavov kontaktnej metamorfózy, čiže museli byť naň nasunuté po predchádzajúcej denudácii. Prenikajú cez ne mladšie leukokratné granitoidy a bázické žily a cez všetko transgredujú sedimenty spodného triasu, čo vylučuje alpínsky násun. Palynologicky určený devónsky vek fylitov (Planderová, 1989) zase vylučuje, že by išlo o vrchnopaleozoický obal kryštalinika. Na základe podrobného geologického výskumu a nových rádiometrických údajov sa v tomto príspevku pokúšame riešiť, kedy sa fylity Kliniska tektonicky dostali do súčasnej pozície a aký je možný vek mladších intrúzií.

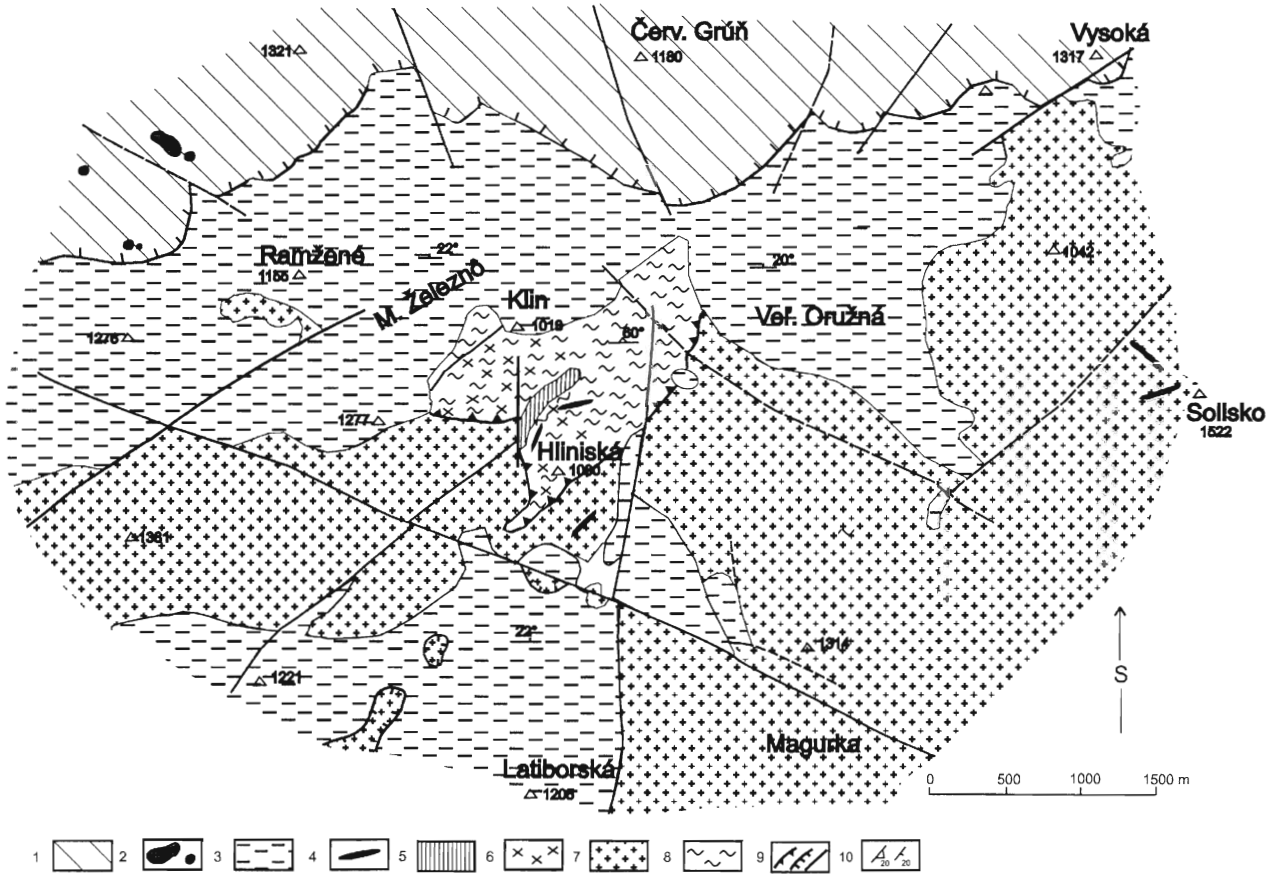
Geológia

Na geologickej stavbe okolia Malého Železného sa okrem kvartérnych sedimentov zúčastňujú nasledujúce geologické jednotky (obr. 1):

1. granitoidy prašivského typu,
2. fylity typu Klinisko,
3. granity typu Železné,
4. diorit a žily lamprofýrov,
5. obalová jednotka (spodnotriasové kvarcity),
6. mezozoikum krížňanského príkrovu.

1. Základnú charakteristiku granitoidov prašivského typu publikoval Koutek (1930) a neskôr sa nimi zaoberalo viac autorov z petrologického alebo geochronologického hľadiska. Tieto granitoidy sú typickou horninou západnej časti ďumbierskeho masívu. Ide o všesmerný strednozrnný až hrubozrnný granodiorit až granit s ružovými porfyrickými výrastlicami ortoklasu magmatického pôvodu (Lukáčik, 1981). Granitoid je súčasťou nízkotatranského plutónu, ktorý intrudoval v mezohercýnskej etape pred okolo 360–350 Ma (Cambel et al., 1990) do vysokometamorfovaných hornín vrchnej jednotky (ortoruly s polohami pararúl a amfibolitov), vyskytujúcich sa hlavne na južných svahoch Ďumbierskych Tatier.

2. Fylity typu Klinisko vystupujú na severnej strane Ďumbierskych Tatier pri osade Malé Železné na ploche asi 1,2 km^2 a ich ďalšiu časť prikrývajú kremence (oblasť Klinu a Slatvinska). Podobný horninový typ sa zistil vo vrte FGL-1 pri Paučinej Lehote v podloží kremencových vrstiev spodného triasu, a tak je veľmi pravdepodobné,



Obr. 1. Geologická mapa okolia Malého Železného (upravené podľa Michálka, 1996). 1 – krížňanský príkrov, 2 – bazaltové telesá, 3 – obalové mezozoikum, 4 – lamprofýrové žily, 5 – diorit, 6 – leukokratný granit typu Železné, 7 – granit až granodiorit prašivského typu, 8 – fylity typu Klinisko, 9 – a) hercýnske násunové línie, b) alpínske násunové línie, c) zlomy, 10 – a) kryštalizačná bridličnatosť, b) vrstvovitosť.

Fig. 1. Geological map of the Malé Železné area (modified according to Michálek, 1996). 1 – Krížna nappe, 2 – basalt bodies, 3 – Mesozoic envelope, 4 – veins of lamprophyres, 5 – diorite, 6 – leucocratic granite of Železné type, 7 – granite to granodiorite of Prašivá type, 8 – phyllites of Klinisko type, 9 – a) Hercynian overthrust lines, b) Alpine overthrust lines, c) faults, 10 – a) crystallization schistosity, b) bedding.

že biotitické fylity tohto typu môžu byť na severných (aj južných?) svahoch ďumbierskeho kryštalinika podstatne rozšírenejšie a že sú súčasťou väčšej štruktúrnej jednotky.

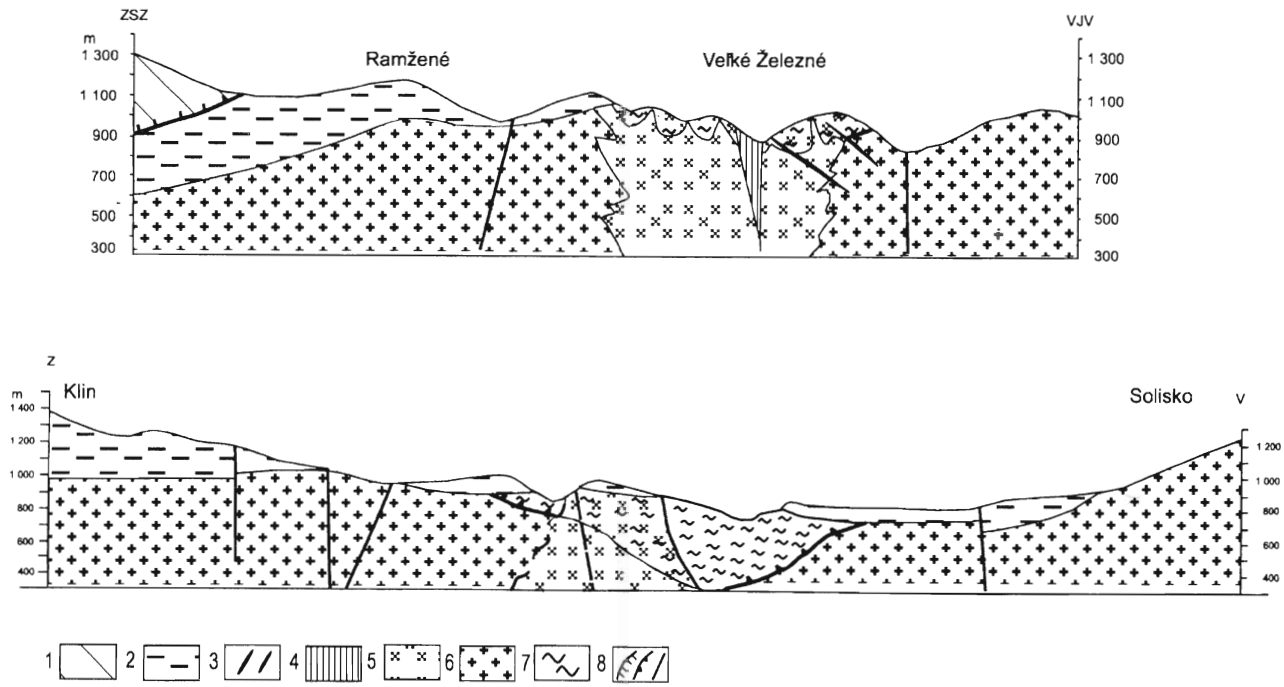
Podľa Mudrákovej (in Michálek et al., 1998) sú základnym horninovým typom biotitické, biotiticko-sericiticko-chloritické a chloriticko-sericitické fylity. Ide o tmavosivé jemnozrnné až drobnozrnné horniny s plošne paralelnou textúrou a granolepidoblastickou až lepidogranoblastickou štruktúrou, a to podľa pomeru hlavných minerálov – kremeňa (40–50 %) a biotitu, ktorý je prevažne premenený (chloritizovaný, baueritizovaný). Vo vedľajšom množstve je zastúpený muskovit a akcesoricky turmalín, zirkón, albit, grafit a rudný pigment. Metamorfóza dosiahla stupeň fácie zelených bridlíc.

Fylity vytvárajú synformu s osou SV–JZ (obr. 2) a ich maximálna hrúbka je 450 m. Plochy S_1 majú priemerný smer sklonu 24/54, sú prevrásnené do drobných vrások s amplitúdou do 10 cm a s osami smeru 290/12°. Tieto deformačné prvky nemajú ekvivalent v prašivských granitoidoch, čiže fylity vznikli v inom prostredí a boli sem transportované. Styk fylitov a granitoidov Prašivej nemá prejav kontaktnej metamorfózy alebo migmatitizácie. Fylity sú často hydrotermálne premenené, čo súvisí s hydrotermálnou činnosťou a zrudnením na Sb-Mo ložisku Malé Železné v miestach prieniku granitu typu Železné. Vplyv tohto granitu sa prejavuje vznikom albitov a postkinematických muskovitov.

3. Granit typu Železné (Lehotský, 1973; Klinec a Miko in Petro et al., 1976) je leukokratný granit aplitického charakteru s príznakmi greizenizácie. Na rozdiel od prašivského granitoidu má kontaktný vzťah k fylitom Kliniska, preniká ich aj so sprievodnými žilami aplitov a pegmatitov, ale nikde nepreniká do kremencových polôh spodného triasu. Má úzky genetický vzťah k hydrotermálnym premenám a Mo-Sb mineralizácii, ktorá sa nevyskytuje v triase (Petro et al., l. c.).

4. Dioritové teleso je šošovka veľká 350 x 50 m. Ide o nehomogénny amfibolicko-biotitický diorit (zloženia: plagioklas, kremeň, amfibol a biotit) s variabilnou zrnitosťou. Viaže sa pravdepodobne na zlom smeru SV–JZ. Genetická spojitosť so žilami lamprofýrov je veľmi pravdepodobná.

Lamprofýrové žily intrudovali do prašivských granitoidov, granitov typu Železné i do fylitov Kliniska, ale



Obr. 2. Geologické rezy oblasťou Malé Železné (upravené podľa Michálka, 1996). 1 – krížňanský príkrov, 2 – obalové mezozoikum, 3 – lamprofýrové žily, 4 – diorit, 5 – leukokratný granit typu Železné, 6 – granit až granodiorit prašivského typu, 7 – fylity typu Klinisko, 8 – a) alpínske násuny, b) hercýnske násuny, c) zlomy.

Fig. 2. Geological sections through the Malé Železné area (modified according to Michálek, 1996). 1 – Krížna nappe, 2 – Mesozoic envelope, 3 – veins of lamprophyres, 4 – diorite, 5 – leucocratic granite of Železné type, 6 – granite to granodiorite of Prašivá type, 7 – phyllites of Klinisko type, 8 – a) Alpine overthrust lines, b) Hercynian overthrust lines, c) faults.

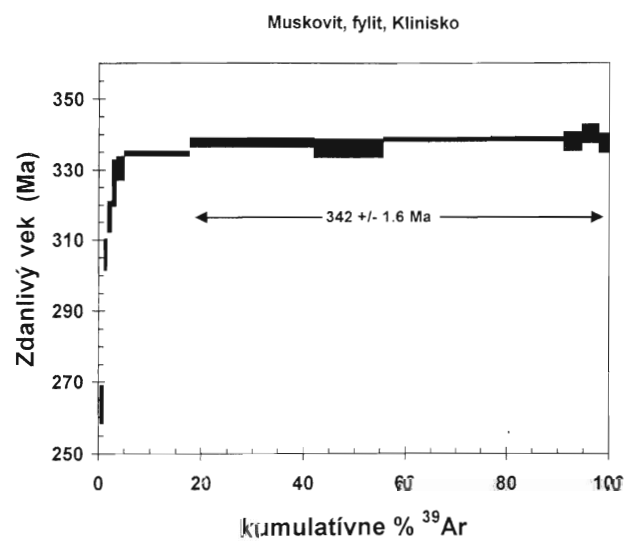
v lúžňanskom súvrství sa nezistili. Žily majú smer SV–JZ so sklonom 60° na JV, hrúbku 3–6 m a petrograficky patria medzi kersantity. Niektoré sú popresekávané pegmatitovými žilami. Kremenný dioritový porfyrit preniká vo forme žíl sz. smeru len do prašivských granitoidov.

5. Obalovou jednotkou sú lúžňanské vrstvy, zložené z vrstiev kremenca a kremenného pieskovca s polohami ílovitopiesčitých bridlíc. Sklon je prevažne 15–35° na S. Vyššie prechádzajú do verfénskych vrstiev, tvorených pestrými bridlicami.

6. Nad obalovou jednotkou je tektonicky nasunuté mezozoikum krížňanského príkrovu (obr. 2).

Rádiometrické datovanie

Čistý vyseparovaný muskovit z fylitov (čistota > 99 %) sa analyzoval štandardnou metódou v laboratóriu Geocentrum vo Viedni, ktorú podrobne opísal Kráľ et al. (1996). Výsledky datovania vzorky muskovitu $^{40}Ar/^{39}Ar$ metódou získané postupným odplyňovaním vzorky v trinástich krokoch pri rastúcej teplote sú v tab. 1 a na obr. 3. V oblasti nízkoteplotnej časti spektra je zaznamenaný schodovitý tvar spektra zdanlivých vekov, čo sa môže pokladať za prejav difúznej straty rádiogénneho $^{40}Ar^*$ následkom slabého permského prehriatia. Plató vek vypočítaný zo siedmich posledných krokov (82,5 % uvoľneného ^{39}Ar) je 342 ± 1,6 Ma. Údaj možno interpretovať ako čas schladnutia vzorky pod teplotu okolo 350 °C a koinciduje s novšími $^{40}Ar/^{39}Ar$ údajmi z Veľkej Fatry (Kohút et al., 1998) a z Malej Fatry (Hók et al., 2000).



Obr. 3. $^{40}Ar/^{39}Ar$ spektrum zdanlivých vekov z muskovitu fylitov Kliniska.

Fig. 3. $^{40}Ar/^{39}Ar$ apparent age spectrum from muscovites of Klinisko phyllite.

Tab. 1
$^{40}Ar/^{39}Ar$ analytické údaje zo vzorky muskovitu z muskovitického fylitu z Kliniska, Nízke Tatry, (vzorka KI – 520/91)
$^{40}Ar/^{39}Ar$ analytical data from muscovite sample, Mu phyllite, Klinisko, the Nízke Tatry Mts., (sample No. KI – 520/91)

Krok	Teplota (°C)	% ^{39}Ar	% ^{40}Ar*	$^{40}Ar/^{39}Ar$ ±2 SD	Zdanlivý vek (Ma) ±2 SD
1	620	0,8	92,3	31,54 ± 2	268,1 ± 5,4
2	650	0,6	96,4	36,89 ± 1,4	310,0 ± 4,3
3	680	0,9	94,5	38,27 ± 1,4	320,6 ± 4,5
4	700	0,9	95,9	39,53 ± 2	330,3 ± 6,6
5	715	1,5	96,5	40,06 ± 1	334,4 ± 3,3
6	725	12,8	97,0	40,62 ± 0,2	338,6 ± 0,7
7	740	24,3	99,3	41,03 ± 0,4	341,7 ± 1,4
8	770	13,7	98,8	40,79 ± 0,8	340,0 ± 2,7
9	850	21,3	99,6	41,12 ± 0,2	342,5 ± 0,7
10	910	14,2	99,8	41,13 ± 0,2	342,6 ± 0,7
11	960	3,6	99,6	41,06 ± 0,8	342,0 ± 2,7
12	1010	3,3	99,1	41,33 ± 0,8	344,0 ± 2,8
13	1300	2,1	95,5	40,98 ± 0,8	341,0 ± 2,7

J = 0,004845 ± 0,4 % 82,5 % plateau age = 342 ± 1,6 Ma

Záver

Fylity Kliniska sú metamorfované vo fácii zelených bridlíc, ale stýkajú sa s prašivskými granitoidmi bez pozorovateľných prejavov kontaktnej metamorfózy. Podľa palynologických údajov sú devónskeho veku a intruzívny vek prašivských granitoidov je okolo 360–350 Ma. Vek chladnutia po metamorfóze fylitov sa $^{40}Ar/^{39}Ar$ metódou určil na 340 Ma, čo vylučuje možnosť, že by fylity boli vrchnokarbónskym obalom. Prenikajú cez ne leukokratné granity a báziká pravdepodobne permského veku a všetko prekrývajú transgresívne sedimenty spodného triasu.

Na základe predchádzajúceho výskumu a údajov z tejto práce možno konštatovať, že fylity Kliniska nie sú metamorfným plášťom granitoidov – týmto plášťom sú vysokometamorfované ruly a že sa do súčasnej pozície tektonicky transportovali vo forme príkrovu na erodovaný plutón Prašivej pravdepodobne v strednom až vrchnom karbóne. Sú zvyškom najvrchnejšej hercýnsky formovanej kôry, lebo z hercýnskeho orogénu chýba najmenej vrchných 10–15 km. Podobná situácia je aj v iných segmentoch hercyníd, napr. vo francúzskom Centrálnom masíve, kde sa nízkometamorfované komplexy vrchnej kôry vyskytujú tiež iba vo fragmentoch.

Poďakovanie. Ďakujeme univ. prof. Dr W. Frankovi z Viedenskej univerzity za možnosť analyzovať vybratú vzorku v tamojšom laboratóriu.

Literatúra

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

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

Hók, J., Siman, P., Frank, W., Kráľ, J., Kotulová, J. & Rakús, M., 2000: Origin and exhumation of mylonites in Lúčanská Malá Fatra Mts. (the Western Carpathians). *Slovak Geol. Mag., 6, 4, pp. 325–334.*

Kohút, M., Kráľ, J., Michalko, J. & Wiegerová, V., 1998: Hercýnske vychladnutie masívu Veľkej Fatry – evidencie z $^{40}K/^{40}Ar$ a $^{40}Ar/^{39}Ar$ termochronometrických minerálnych údajov a súčasný stav termochronometrie. *Mineralia Slov., 30, s. 253–264.*

Koutek, J., 1930: Geologické studie na severozápadě Nízkych Tater *Sbor. St. geol. úst. Čs. republ., 9 s.*

Kráľ, J., Frank, W. & Bezák, V., 1996: $^{40}Ar/^{39}Ar$ spektrá z amfibolu amfibolických hornín veporika. *Mineralia Slov., 28, s. 501–513.*

Lehotský, I., 1973: Čiastková záverečná správa geologického výskumu tatridného kryštalinika v Nízkych Tatrách. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Lukáčik, E., 1981 Petrológia granitov – granodioritov prašiveckého typu v západnej časti nízkotatranského plutónu. *Západ. Karpaty. Sér. Mineral. Petrol. Geochém. Metalogen., 8, s. 121–142.*

Michálek, J., Mudráková, M., Chovan, M., Pitoňák, P & Gembalová, M., 1998: Klinisko – Partizánska Lupča, VP, Sb, Mo, Au, monazit. Záverečná správa so stavom k 30. 11. 1998.

Petro, M., Klinec, A. & Miko, O., 1976: Ložiskové pomery Mo-Sb ložiská Malé Železné (Nízke Tatry). [Čiastková záverečná správa.] *Archív ŠGÚDŠ.*

Planderová, E., 1989: Slabo metamorfované sedimenty z dumbierskeho kryštalinika. *Mineralia Slov., 21, s. 243–246.*

Mineralia Slovaca, 34 (2002), 207–210

Štruktúrna analýza adnetských vápencov na lokalite Zvolen-Donovaly

PETER KOVÁČ[1] a ANDREJ BENDÍK[2]

[1]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]Geologický ústav SAV, Severná 5, 874 01 Banská Bystrica

(Doručené 18. 4. 2002, revidovaná verzia doručená 5. 6. 2002)

Structural analysis of Adnet limestones at locality Zvolen-Donovaly (Western Carpathians)

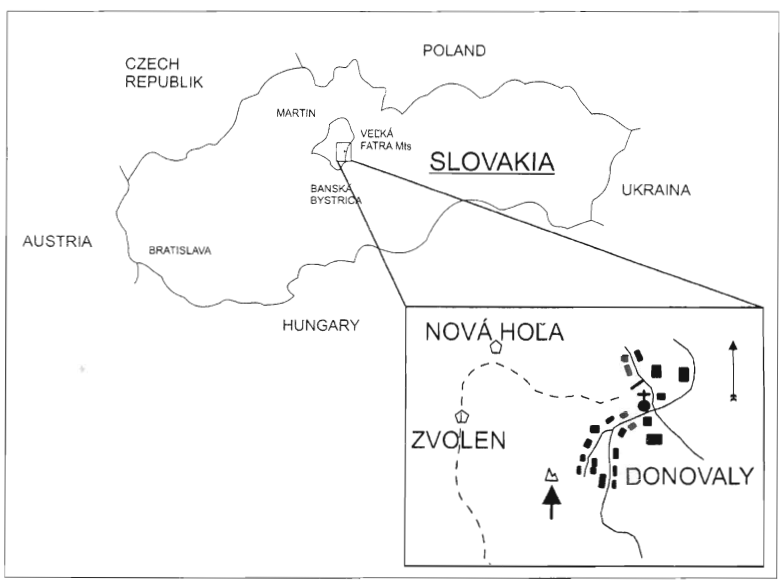
The aim of the article is to analyse deformed shells of ammonites *Echioceras aff. raricostatum* species. Shells of ammonites were studied at the Zvolen-Donovaly locality. The deformation of ammonites is a result of the Krížna nappe movement. The longer axes of shells are oriented NW–SE direction and show the direction of thrusting of nappe in studied area.

Key words: strain analysis, Adnet limestones, deformed ammonites, Krížna nappe

Úvod

Podľa geomorfologického členenia Veľkej Fatry (Mazúr a Lukniš, 1980) patrí oblasť na SZ od Donovál do celku Zvolen s najvyššou kótou Zvolen (1402 m n. m.).

Študovaná lokalita je na jej východnom svahu vrchu (obr. 1). Tvorí ju prirodzený skalný odkryv pestrých vápencov adnetskej fácie, ktoré sa vekovo zaraďujú do liasu. Tektonicky patria do krížňanského príkrovu. Vrstvový sled tohto príkrovu sa v oblasti Zvolena začína súvrstvím karpatského keuperu a jeho najmladším členom sú polohy slienitého vápenca a slienitých bridlíc mraznického spodnokriedového súvrstvia.



Obr. 1. Schematická mapa oblasti Donovál. Študovaná lokalita je zvýraznená šípkou.
Fig. 1. Schematic map of Donovaly vicinity. Studied locality is marked by arrow

V adnetských vápencoch sa na študovanej lokalite nachádzajú deformované jadrá amonitov. Ich súčasný tvar je odrazom tektonických procesov spätých s presunom horninových más krížňanského príkrovu.

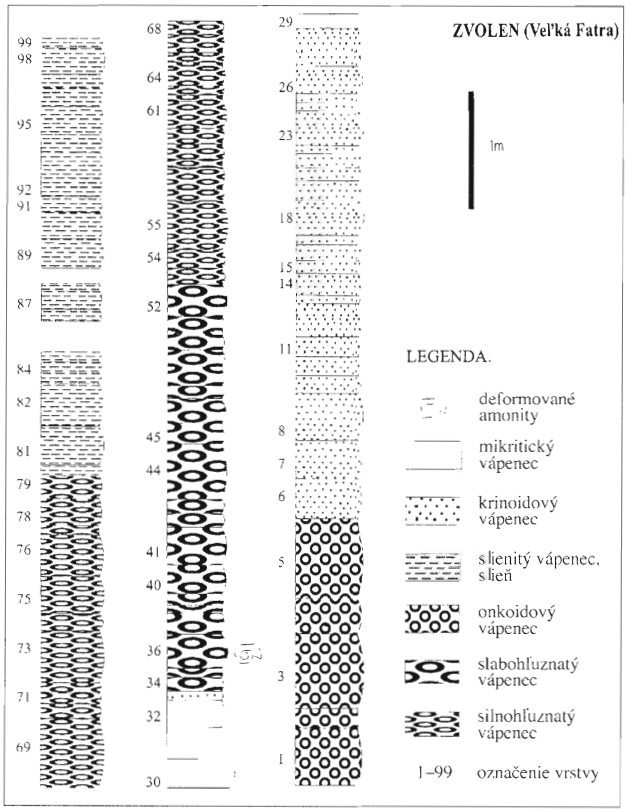
Litológia

V spodnej časti odkryvu vystupujú svetlosivé, hnedasté a ružovkasté onkoidové vápence s úlomkami väčších krinoidových článkov s ojedinelými klastmi červeného slienitého vápenca. Do nadložia prechádzajú do svetločervených až tmavočervených krinoidových vápencov s ojedinelými polohami svetlohnedých krinoidových vápencov (obr. 2) a nesú slabé stopy kompakcie v podobe výskytu stylolitov. Poloha onkoidovo-krinoidových vápencov dosahuje hrúbku 7,5 m. Vyššie vystupujú hľuznaté a slienité vápence až sliene. Sú silno postihnuté kompakciou, čo dokumentujú stylolity, deformované amonitové jadrá, intraklasty a rostrá belemnitov. Zo spodných vrstiev (obr. 2, vrstva 36 a 37) pochádza aj bohatá fauna deformovaných amonitov druhu *Echioceras aff. raricostatum.*

Metodika

Na študovanej lokalite v súvrství adnetských vápencov sme sa zaoberali štruktúrnou analýzou deformovaných jadier amonitov. Ich súčasný tvar umožňuje určiť veľkosť a smer orientácie napäťového poľa, ktoré spôsobilo ich zmenu.

Predpokladáme, že sa zmena tvaru schránok udiala pri homogénnej deformácii, ktorú možno pri akejkoľvek štruktúre vyjadriť



Obr. 2. Litologický profil v adnetských vápencoch na lokalite Zvolen-Donovaly.

Fig. 2. Lithological profile at locality Zvolen-Donovaly

deformačným elipsoidom a ten je charakterizovaný veľkosťou osí elipsoidu, ktoré predstavujú hlavné osi deformácie. Sú to tri na seba kolmé línie (X > Y > Z), ktoré zostávajú na seba kolmé aj po deformácii. Dve z nich sú identické so smerom maximálneho predĺženia (X) resp. maximálneho skrátenia (Z). Rovnaké pravidlá platia aj v prípade deformačnej elipsy, t. j. ak sa analyzuje veľkosť alebo smer deformácie v dvojrozmernom priestore, napr. na plochách vrstvovitosti.

V danom prípade je deformačná elipsa definovaná dlhšou a kratšou osou, ktoré sú orientované v smere maximálneho predĺženia a maximálneho skrátenia.

Na študovanej lokalite sme analyzovali deformované jadrá amonitov nachádzajúce sa na vrstvových plochách. Amonity (podobne ako napr. goniatity, gastropóda atď.) vytvárali špirálovité schránky veľmi podobné forme, ktorú možno matematicky vyjadriť ako logaritmickú špirálu (obr. 3). Ak je deformovaná logaritmická špirála dobre zachovaná, dá sa metódou, ktorú navrhol Blake (Blake, 1878, in Breddin, 1956; Haughton, 1856; Ramsay, 1967, 1983), určiť veľkosť a smer deformácie.

Ak sa v nedeformovanej špirále zostrojí kružnica v bode 0 s polomerom r = OC, potom r v smere OB a OD bude

$$r = (OB \,.\, OS)^{1/2}$$

Ak bude špirála deformovaná homogénne, a teda hlavné osi deformácie budú paralelné so smerom OB a OC, potom pôvodná kružnica bude deformovaná do elipsy s dĺžkou osí

$$l_1 = r(1 + e^1) \text{ a } l_2 = r(1 + e^2)$$

kde e^1 = prírastok predĺženia dlhšej osi a e^2 = prírastok skrátenia kratšej osi

Veľkosť deformačného pomeru R bude

$$R = (O'B'.O'D')^{1/2}/O'C'$$

Podobné matematické odvodenie uvádza Breddin (1956), Haughton (1856) a Ramsay (1967, 1983).

Ak sa pri deformácii zmenil iba tvar skúmaných objektov, ale nie ich celková veľkosť, potom je pôvodný polomer nedeformovaného objektu

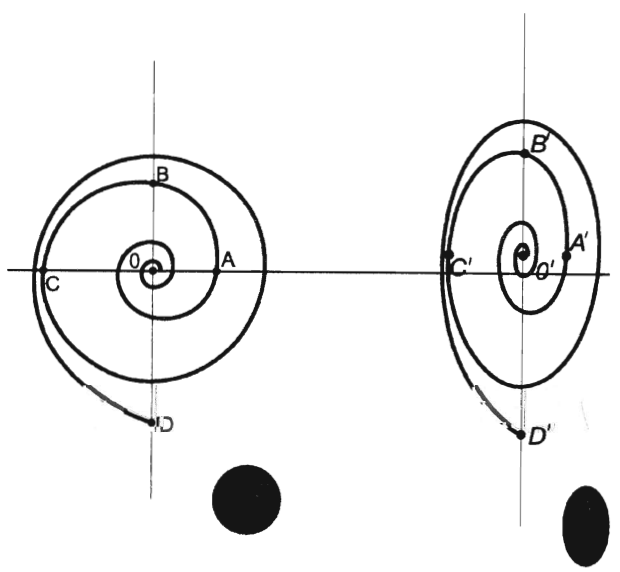
$$r = \sqrt{l_1 \,.\, l_2}$$

kde l_1 = dĺžka dlhšej osi a l_2 = dĺžka kratšej osi deformovaného objektu (obr. 4)

Celková hodnota predĺženia sa rovná $(1 + e^1)$ a skrátenia $(1 + e^2)$.

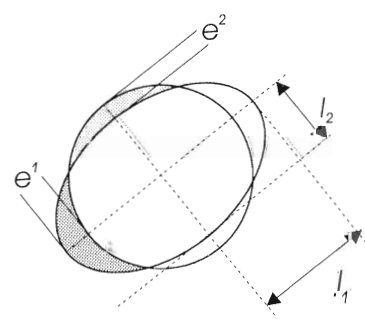
Podrobné matematické odvodenia uvádza Twiss a Moores (1992).

Hodnotu $(1 + e^1)$ a $(1 + e^2)$ možno znázorniť v grafe (obr. 5), ktorého vodorovná os predstavuje hodnotu dlhších $(1 + e^1)$ a vertikálna kratších osí $(1 + e^2)$. Defor-



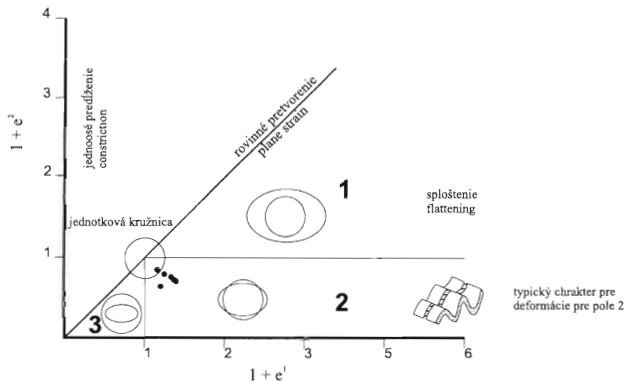
Obr. 3. Vzťahy medzi geometriou nedeformovanej a deformovanej logaritmickej špirály (Ramsay a Huber, 1983).

Fig. 3. Relationship of the geometry of undeformed and deformed logarithmic spiral (Ramsay and Huber, 1983).



Obr. 4. Zmena dĺžky hlavných osí v deformovanom dvojrozmernom objekte.

Fig. 4. A change of lenght of main axes in deformed two dimensional object.



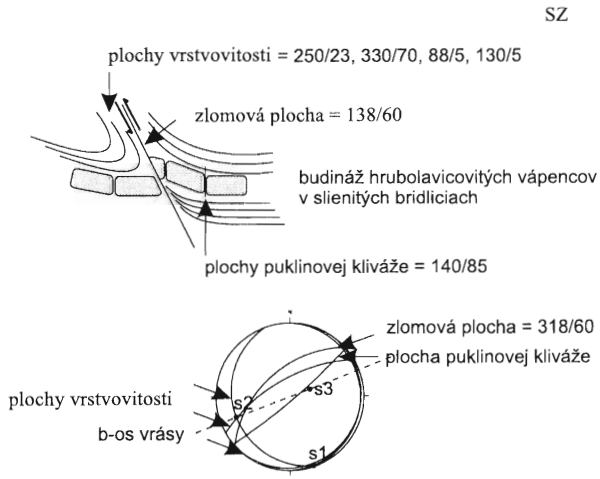
Obr. 5. Klasifikačný graf deformačných elíps (podľa Ramsaya a Hubera, 1983, mierne upravené). Horizontálna os reprezentuje hodnotu dlhších ($1 + e^1$) a vertikálna kratších osí deformačných elipsoidov ($1 + e^2$). Čierne body predstavujú deformované jadrá amonitov

Fig. 5. Classification of strain/deformation elipse shapes (after Ramsay and Huber, 1983, modified). Horizontal axis represents value of minor axis of strain elipse ($1 + e^1$) and vertical axis represents a value of major axis of strain elipse ($1 + e^2$). Black dots represent deformed shells of ammonites.

mačné elipsoidy sa podľa tvaru dajú zaradiť do troch základných polí a pre každé je charakteristický istý druh deformácie.

Výsledky štruktúrnej analýzy

Zmyslom štruktúrnej analýzy jadier amonitov bolo určiť veľkosť a smer ich deformácie. Merali sme smer sklonu dlhšej osi deformovaných jadier, a tak zistili smer deformácie. Pomer predĺženia dlhšej (hodnota e^1) a skrátenia kratšej osi (e^2) umožnil určiť relatívnu veľkosť deformácie.



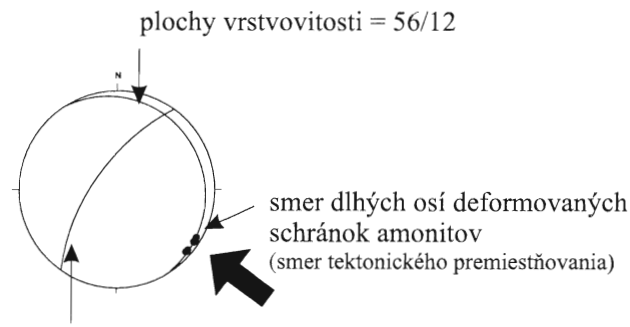
Obr. 6. Odkryvy v záreze lesnej cesty od osady Rybie smerom na Krížnu. Slienité vápence a bridlice mraznického súvrstvia sú na mnohých miestach prevrásnené a budinované. Tektonický diagram ukazuje smer kompresie s_1 a extenzie s_3.

Fig. 6. Outcrops near village Rybie. Marly limestones and shales of Mraznica Formation with folds and boudins. Tectonic diagram shows a direction of compression s_1 and direction of extension s_3.

Veľkosť deformácie jadier amonitov nemožno vyjadriť v absolútnych hodnotách, lebo nie je známa ich pôvodná veľkosť, ale použitou metódou (Blake, 1878) sa dá určiť pomer ich dlhšej a kratšej osi. Na základe tejto hodnoty sa dajú namerané údaje zaradiť do jedného zo základných deformačných polí klasifikačného grafu deformačných elíps (Ramsay a Huber, 1983; obr. 5). V smere predĺženia sme konštatovali pozitívny, v smere skrátenia negatívny prírastok a na základe tohto zistenia sme typ deformačného elipsoidu zaradili do deformačného poľa 2 klasifikačného grafu deformačných elíps (Ramsay a Huber, l. c.).

Deformačné elipsoidy poukazujú na dominantné skrátenie v jednom sektore a dominantné natiahnutie v druhom. V takomto napäťovom poli sa v smere kompresie tvoria cylindrické vrásy a v smere extenzie budináž. Rovnaký prejav regionálnej deformácie krížňanského príkrovu – tvorba vrásových štruktúr identického smeru – je pozorovateľný na mnohých miestach v širšom okolí Donovál (obr. 6). Budináž viditeľná na lokalitách je prejavom nasledujúcej etapy deformačného vývoja telesa krížňanského príkrovu.

Smer dlhších osí deformovaných schránok amonitov dokumentuje prednostnú orientáciu v smere SZ–JV, čo poukazuje na smer tektonického premiestňovania krížňanského príkrovu v študovanej oblasti (obr. 7).



Obr. 7. Tektonický diagram s vyznačením dlhých osí deformovaných jadier amonitov, plôch vrstvovitosti a plochy puklinovej kliváže (čierna šípka predstavuje smer kompresie).

Fig. 7. Tectonic diagram of major axes of ammonites shells, bedding and cleavage planes (black arrow represents a direction of compression).

Diskusia

Pri posune príkrovového telesa krížňanského príkrovu dochádzalo k plastickej deformácii jadier amonitov v procese strižného posunu na plochách vrstvovitosti. Veľkosť posunu závisela od reologických vlastností hornín jednotlivých súvrství. Najväčšiu veľkosť posunu predpokladáme v ílovitých horninách karpatského keuperu, ktorý považujeme za kĺzny horizont štruktúrneho niveau, tvoreného nekompetentnými horninami so stratigrafickým rozsahom rét – spodný alb (Polák et al., 1997a).

Čiastkové pohyby na úrovni karpatského keuperu možno sledovať na Z od Donovál až po osadu Sliačany, kde

rozličné členy vrstvového sledu krížňanského príkrovu (fatranské vrstvy, adnetské vápence, rádiolarity, slienité vápence mraznického súvrstvia) ležia priamo na pestrých ílovitých bridliciach karpatského keuperu (Polák et al., 1997b). Takáto situácia nie je ojedinelá, ale vyskytuje sa vo viacerých pohoriach Západných Karpát.

Súčasný deformovaný tvar jadier amonitov v adnetských vápencoch na študovanej lokalite je odrazom spomenutých tektonických procesov. Deformačné elipsoidy schránok poukazujú na dominantné skrátenie v smere SV–JZ a dominantné natiahnutie v smere SZ–JV.

Deformované jadrá amonitov možno stotožniť s deformačnou elipsou a podľa povahy deformácie určiť smer a charakter tektonického transportu. Orientácia dlhších osí deformovaných jadier amonitov je identická so smerom tektonického transportu krížňanského príkrovu, teda SZ–JV, a tomu zodpovedá aj orientácia vrás v širšom okolí lokality.

Určená relatívna veľkosť deformácie nám umožnila určiť charakter deformačného procesu počas sunutia sa príkrovového telesa. Dochádzalo k splošťovaniu s pozitívnym prírastkom deformovaných objektov v smere predĺženia a s negatívnym prírastkom v smere skrátenia.

Literatúra

Breddin, H., 1956: Die tektonische Deformation der Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge. *Z. Dtsch. geol. Gesell., 106, pp. 227–305.*

Haughton, S., 1856: On slaty cleavage and distortion of fossils. *Phil. Mag. Ser., 4, 12, 13 p.*

Ramsay, J. G., 1967: Folding and fracturing of rocks. New York. 568 p.

Ramsay, J. G. & Huber, M. I., 1983: The techniques of modern structural geology. Vol. 1 Strain analysis. *London, Acad. Press. 307 p.*

Twiss, R. J. & Moores, E. M., 1992: Structural geology. New York. 532 p.

Mazúr, E. & Lukniš, M., 1980: Regionálne geomorfologické členenie. *In: Regionálna a geografická syntéza SSR. Súbor diagnostických a prognostických máp o krajine a životnom prostredí. 1 500 000. Bratislava, Geogr. ústav Slov. akad. vied.*

Polák, M., Bujnovský, A. & Kohút, M., et al., 1997a: Vysvetlivky ku geologickej mape Veľkej Fatry 1 50 000. *Bratislava, Vyd. D. Štúra. 204 s.*

Polák, M., Bujnovský, A. & Kohút, M., et al., 1997b: Geologická mapa Veľkej Fatry 1 50 000. *Bratislava, Vyd. D. Štúra.*

Appendix

jadro 1

O'D' = 6,0 cm
O'C' = 3,5 cm
O'B = 5,0 cm

Veľkosť deformačného pomeru R = $(O'B' . O'D')^{1/2}/O'C' = 1,56$

rádius nedeformovaného jadra r = $\sqrt{l_1 . l_2} = 4,38$ cm

$l_1 = r(1 + e^1) \Rightarrow (1 + e^1) = 1,25$
$l_2 = r(1 + e^2) \Rightarrow (1 + e^2) = 0,80$

jadro 2

O'D' = 3,0 cm
O'C' = 1,2 cm
O'B = 1,5 cm

Veľkosť deformačného pomeru R = $(O'B' . O'D')^{1/2}/O'C' = 1,76$

rádius nedeformovaného jadra r = $\sqrt{l_1 . l_2} = 1,64$ cm

$l_1 = r(1 + e^1) \Rightarrow (1 + e^1) = 1,37$
$l_2 = r(1 + e^2) \Rightarrow (1 + e^2) = 0,73$

jadro 3

O'D' = 5,0 cm
O'C' = 2,7 cm
O'B = 4,5 cm

Veľkosť deformačného pomeru R = $(O'B' . O'D')^{1/2}/O'C' = 1,75$

rádius nedeformovaného jadra r = $\sqrt{l_1 . l_2} = 3,58$ cm

$l_1 = r(1 + e^1) \Rightarrow (1 + e^1) = 1,32$

$l_2 = r(1 + e^2) \Rightarrow (1 + e^2) = 0,75$

jadro 4

O'D' = 2,6 cm
O'C' = 1,2 cm
O'B = 2,0 cm

Veľkosť deformačného pomeru R = $(O'B' . O'D')^{1/2}/O'C' = 1,9$

rádius nedeformovaného jadra r = $\sqrt{l_1 . l_2} = 1,66$ cm

$l_1 = r(1 + e^1) \Rightarrow (1 + e^1) = 1,38$
$l_2 = r(1 + e^2) \Rightarrow (1 + e^2) = 0,72$

jadro 5

O'D' = 1,5 cm
O'C' = 1,0 cm
O'B = 1,2 cm

Veľkosť deformačného pomeru R = $(O'B' . O'D')^{1/2}/O'C' = 1,34$

rádius nedeformovaného jadra r = $\sqrt{l_1 . l_2} = 1,16$ cm

$l_1 = r(1 + e^1) \Rightarrow (1 + e^1) = 1,16$
$l_2 = r(1 + e^2) \Rightarrow (1 + e^2) = 0,86$

jadro 6

O'D' = 1,7 cm
O'C' = 0,8 cm
O'B = 1,2 cm

Veľkosť deformačného pomeru R = $(O'B' . O'D')^{1/2}/O'C' = 1,78$

rádius nedeformovaného jadra r = $\sqrt{l_1 . l_2} = 1,2$ cm

$l_1 = r(1 + e^1) \Rightarrow (1 + e^1) = 1,20$
$l_2 = r(1 + e^2) \Rightarrow (1 + e^2) = 0,66$

Mineralia Slovaca, 34 (2002), 211–218

Solid hydrocarbons in the Hauptdolomit of the Čachtické Karpaty Mts. (Slovakia)

JOZEF SALAJ[1], LADISLAV ŠTEVULA[1], PETER MAGDOLEN[2], ĽUBICA PUŠKELOVÁ[1] a IVAN HOLICKÝ[1]

[1]Geological Institute of Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava
[2]Department of Organic Chemistry, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Mlynská dolina CH2, 842 15 Bratislava

(Received 16 April 2002)

Abstract

The solid hydrocarbons in the Hauptdolomit of the Čachtické Karpaty Mts. (loc. Trenčianske Bohuslavice) were found. The presence of an organic matter was confirmed by differential thermal analysis or thermogram. The microstructure and morphology of splinters was observed by scanning electron microscopy. A special general view on the investigated rock specimen was made possible by digital photography – as it may be seen on the coloured impressive photograph. The composition of this matter was investigated by infrared spectroscopy. The phase mineralogical inorganic composition was carried out and identified by X-ray diffraction analysis. Solid hydrocarbons are present in the investigated rock specimen.

Key words: solid hydrocarbons, organic geochemistry, Hauptdolomit, Upper Triassic, Čachtické Karpaty Mts., paleogeography, paleoenvironment

Introduction

For the first time with the long-termed research of the Upper Triassic in the Western Carpathians (Čachtické Karpaty Mts.) – a demonstrable proof of solid hydrocarbons had been furnished. They ascend in thin-laminated limy or calcareous dolomites, which represent the upper part of the Dachstein Hauptdolomit in the Čachtické Karpaty Mts. (the Jablonica Group) in immediate bedrock of the Dachstein limestones SE from Trenčianske Bohuslavice.

Geological and lithofacial characteristics

On the NE ending of the Čachtické Karpaty Mts. in the belt Trenčianske Bohuslavice-Haluzice and east of Dolné Sŕnie – a considerable anticlinal structure (cf. Geol. map of the Myjavská pahorkatina Upland, Brezovské Karpaty and Čachtické Karpaty Mts., in scale 1 : 50 000 – Began et al., 1984) occurs.

The anticlinal structure is formed by the Hauptdolomit and Dachstein Limestones. These are overlying the Carnian Opponitz Limestones and underlying light-coloured Lower Liassic crinoidal limestones. They are a part of the Nedzov nappe (Andrusov, 1936) with the range from the Pelsonian to the ?Hauterivian. Its detailed lithostratigraphical columm is mentioned by Hanáček and Salaj in Salaj et al. (1987, p. 82, Fig. 14). During revisional study, carried out by one of us (Salaj), the existence of solid hydrocarbons was discovered – in the upper part of the Hauptdolomit.

The detailed bed sequence of the studied Upper Triassic profile from the oldest to youngest member is as follows:

1. Main, untypical (Dachstein), lagoonal Hauptdolomit (300 m):

a) in the lower and middle parts (200 m) more or less pure layered dolomite predominates. This is distinctly and irregularly jointed,

b) in the upper part (80 m) besides pure layered and jointed dolomite abundant breccias of dolomites and layers of dolomitized, in places lumachelle limestones with *Glomospira inconstans* (Michalík, Jendrejáková and Borza) and *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann are present,

c) in the uppermost part (about 20 m) typical thin-laminated, 2–3 mm thin calcareous dolomites are developed. On interbed surfaces are impregnation with thin-laminated solid aromatic (smelling after petrol) hydrocarbons of dark to black colouring. They form a passage more or less thick, 1–2 m. Such hydrocarbons are sporadically and irregularly scattered in this whole passage about 20 m thick.

So far as their origin is concerned – these are primarily deposited. They were formed during sedimentation in shallow-water lagoonal hypersaline environment under a distinct arid paleoclimate.

2. The Dachstein Limestones, muddy, lumachelle type, aleuritic and oolitic (120–150 m) with *Rhaetavicula concorta* (Portl.).

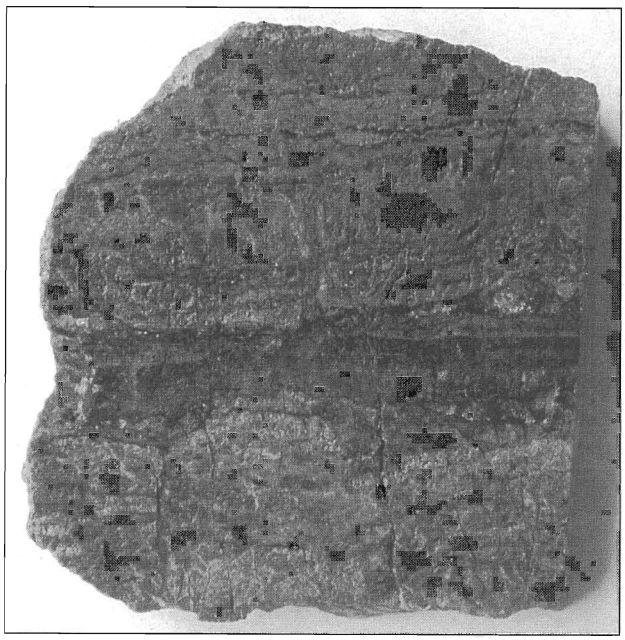


Fig. 1. The typical thin-laminated, 2–3 mm thin calcareous dolomites are developed. On interbed surfaces are impregnations with thin-laminated solid aromatic (smelling after petrol) hydrocarbons of dark to black colouring (magn. x1,5).

a) The lower part (20–30 m) is formed by layered, 10–25 cm thick aleuritic limestones (these are absent in the facies of the Dachstein Limestones of other tectonic units in the Western Carpathians) with *Angulodiscus pokornyi* Salaj, *Gandinella falsofriedli* (Salaj, Borza and Samuel) and *Triasina oberhauseri* Kohn-Zaninetti and Broennimann.

b) The upper part (100–120 m) is formed by dolomites, dolomitic, oolitic, microbiosparitic limestones (about 80 m) with *Angulodiscus friedli* Kristan-Tollmann, *Gandinella falsofriedli* (Salaj, Borza and Samuel), *Glomospira* div. sp., *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann and Tollmann on the one hand – and lumachelle, muddy and scarcely also aleuritic limestones (about 20–40 m), already belonging to the Upper Rhaetian with *Triasina hantkeni* Majzon on the other hand.

3. Overlying the formation of atypical Dachstein Limestones there are found Lower to Middle Liassic crinoidal cherty and sandy limestones, organodetrital limestones with belemnites, crinoidal intrabiosparites with spicules of monaxonic and triaxonic sponges with *Involutina liassica* (Jones), Involutina *farinacciae* Broennimann and Zaninetti and *Involutina carinata* Leischner.

The Mesozoic of the Čachtické Karpaty Mts., represented by the Nedzov nappe (Andrusov, 1936) is continuation of the Mesozoic of the Northern Limestone Alps. Though the latter is submerged below sediments of the Vienna Basin Neogene, then it is cropping out in the Brezovské Karpaty and Čachtické Karpaty Mts. (Salaj et al., 1987). A part of the Nedzov nappe cropping out in the area of Nové Mesto nad Váhom to Trenčianske Bohuslavice is actually an equivalent of the Goller nappe of the Northern Limestone Alps. It should be noted that the Mesozoic of the Nedzov nappe ends near Haluzice and Ivanovce. Its continuation as a distinctly sunken tectonic blok may be – and we also assume it – underlying Paleogene, Neogene and Quarternary sediments of the Váh river flood plain.

Mineralogy and organic geochemistry of the investigated dark layer

Thermogram of the montan waxy-kerogen-like dark layer sample

As it is seen from the thermogram curves (DTA, DTG, TGA) – especially from the DTA curve – the given sample releases the adsorbed moisture short below the temperature of 100 °C. There is a broad marked exotherm – caused by combustion of some organic matter – clearly visible (Fig. 2). This exotherm dominates on the whole thermogram of the investigated sample and represents an oxidation process, i. e. combustion – which reaches the highest temperature in the range of 300 to 350 °C. Then only moderate changes and further loss of weight around the temperature of 600 °C takes place, when total organic matter present in the sample is burnt out (Breger, 1963).

Micrographs performed by scanning electron microscopy

The surface fracture topography of several investigated, relatively large splinters – is seen on the micrographs No. 1 to No. 8 at various magnification. By general view on the thick original dark layer of the given rock it is obvious that the sample is composed of laminar or laminated carbonates, namely limy or calcareous dolomite. A little portion of aragonite and quartz – which are grown through or intergrown by montan waxy- and tarry-like dark matter – whose detailed microstructure is clearly conchoidal – with mostly shelly texture – is present – as it is seen on the well built and imposing micrograph No 4 (24 202 0435).

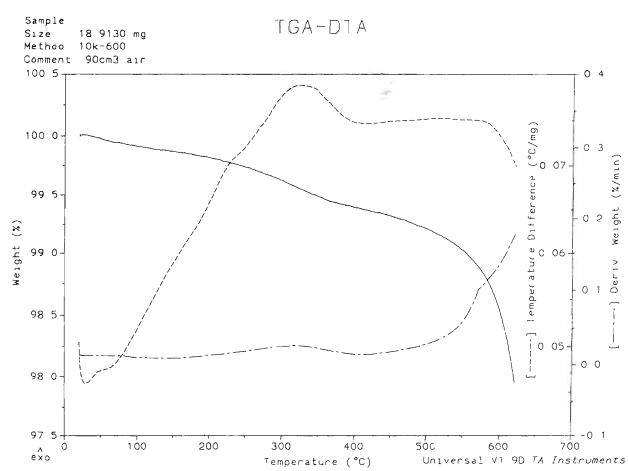


Fig. 2. Thermogram of the investigated, powdered dark layer, suspicious on the presence of some organic matter

Digital photograph

By a diamond saw a section of dimensions about 10 x 10 x 2 cm from the given rock specimen was cut off and polished – though with some difficulties owing to the greasy montan waxy-like dark layer in the section. In the original size this section was used to the digital photograph – in order to prepare a three-dimensional real coloured picture and/or photo.

The X-ray diffraction analysis

From the fine powered dark layer of the rock specimen an X-ray diffractometric record was carried out.

The presence of only inorganic compounds – mainly dolomite and limestone – with some little portion of quartz and aragonite was confirmed. No diffraction, or higher background, no suggestion on the presence of some organic matter – such as bitumen, kerogen or wax – was identified. Also in the nearness of the low angle 2θ region there is no evidence of some organic, at least cryptocrystalline mentioned phases, obviously owing to their X-ray amorphous character, or low concentration. Therefore the detection and identification of the bad-smelling hydrocarbons-bearing dark matter may be performed by other methods.

Notice: The X-ray diffractometric record is not included in figure with the regard to missing evidence of some organic matter.

Infrared spectral analysis of the investigated dark layer

The infrared spectrum record of a hydrocarbons-bearing rock was performed in the frequency range of 4000–7000 cm^{-1} in the KBr pellet. The first broad band in the range 3700–3200 cm^{-1} with the maximum at round 3435 cm^{-1} belongs to the valence vibrations of the OH bonds (Robin and Rouxhet, 1976; Simpson and Sutherland, 1949). This band is probably due to adsorbed water molecules although the kerogen matter containing phenolic and carboxylic groups shows the absorption in this region as well. The next weak bands are in the region of 3050–2850 cm^{-1}, which is characteristic for valence vibrations of CH bonds. The exact values for six individual bands are 3020, 2983, 2951, 2924, 2897 and 2877 cm^{-1}. The frequencies of 3020 and 2983 cm^{-1} correspond to stretching vibrations of alkenes (CH_2 = group) or arenes (C-H bonds). The other bands below 2980 cm^{-1} are typical for the symmetric and asymmetric stretching vibrations of CH_3 and CH_2 groups (Horák and Papoušek, 1976; Silverstein et al., 1977). The next weak bands at 2627, 2521, 1820 and 1797 cm^{-1} belong to carbonates. The most intensive band is at 1439 cm^{-1} and this frequency is characteristic for carbonates (limestone, dolomite) (Hunt et al., 1950). Because of the intensity of this band, the other possible bands characteristic for hydrocarbons are overlapped. In this region there should be valence vibrations of C = C bonds (1640 cm^{-1}) as well as deformation vibration for CH_2 and CH_3 groups (1460 cm^{-1} and 1379 cm^{-1}) (Jarolím et al., 1961). Three subsequent medium bands at 877, 729 and 714 cm^{-1} belong also to the carbonates.

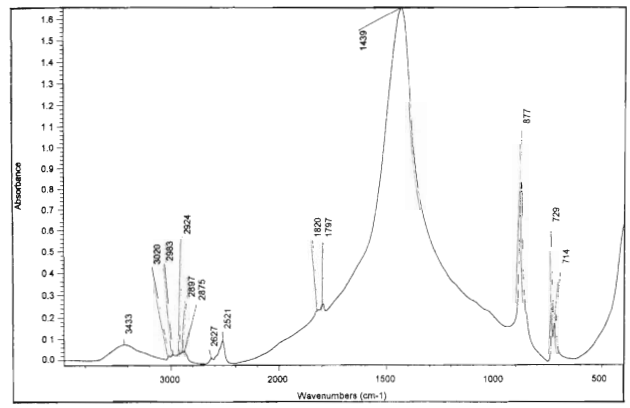


Fig. 3. Infrared spectrum record of the powdered laminated dark matter Micrographs No. 1 – No. 8. Surface fracture topography and microstructure of the investigated layer splinters.

From the absorption bands in the region of 3050–2850 cm^{-1} it is obvious, that the measured sample contains organic material composed probably from the saturated and aromatic or olefinic hydrocarbons (Mc Murry and Thornton, 1952; Meiklejohn et al., 1957).

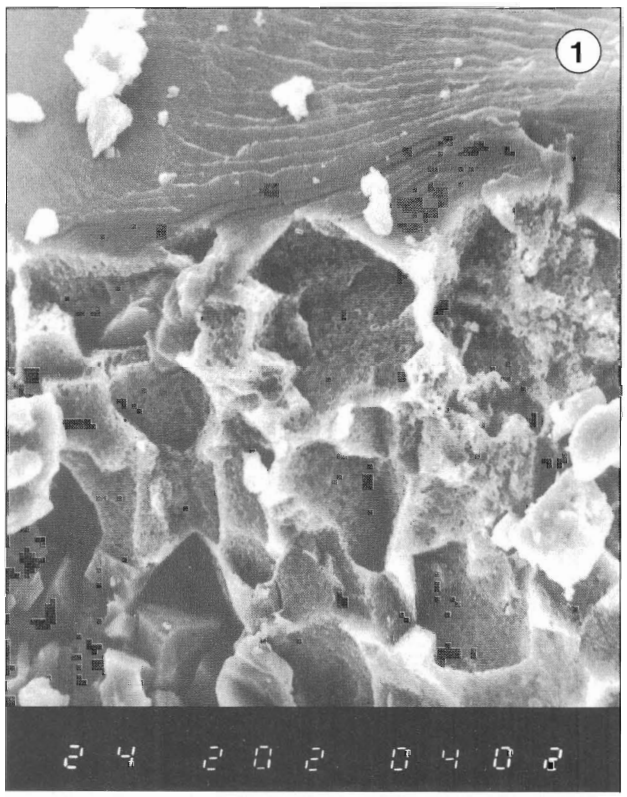
Notice: All measurements were performed by routine, standardized techniques on commercial instruments of world-known producers (T. A. Instruments, Philips, JEOL, Perkin-Elmer). By this reason, the detailed elemental operations and successive working procedures are not mentioned.

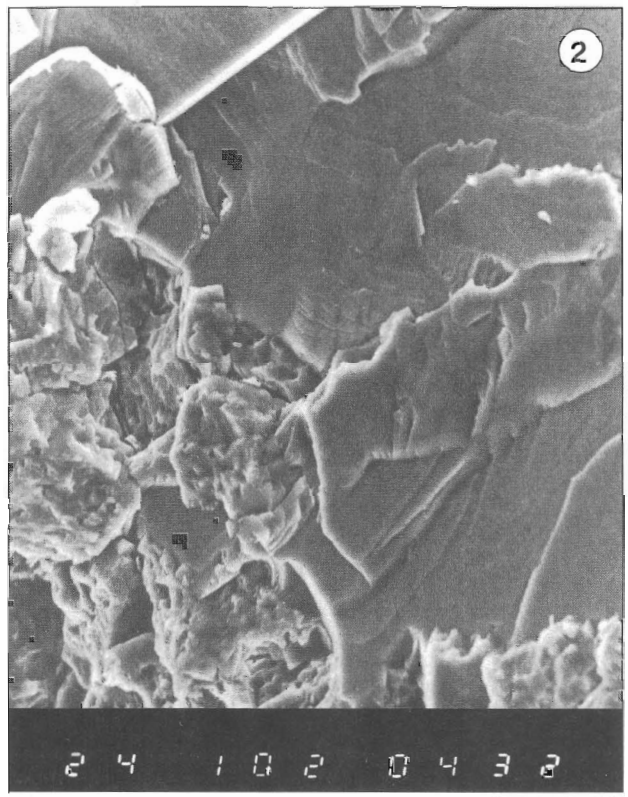
Discussion

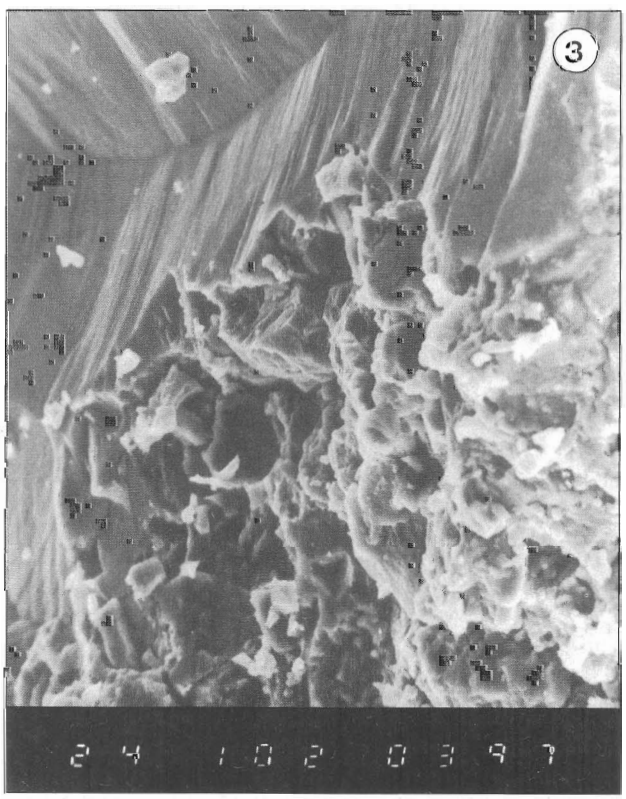
The occurrence of solid hydrocarbons in the passage of laminated limestone dolomites- in the upper part of the Hauptdolomit (Norian) of the Čachtické Karpaty Mts. we explain as originated primarily during sedimentation of the Hauptdolomit. We, however, suppose, that in this time they migrated here from the formation of the dark cherty Reifling Limestones – rich in organic substance, known, for instance, from the borehole Dobrá Voda (0.5% $C_{org.}$) (Michalík et al., 1993). This was made possible by the absence of the Lunz Member Fm. Its absence is typical of the Nedzov nappe. We conclude on it also because of thin-laminated limestone dolomites, which in places occur in the Hauptdolomit of the Jablonica nappe of the Brezovské Karpaty Mts., these, however, as a consequence of the sealing effect of the Lunz Fm., are without hydrocarbons. So the latter had not the possibility to migrate into them during sedimentation of the Upper Triassic Hauptdolomit.

Later, on younger tectonic processes, mainly as a consequence of the absence of faults, did not share in incidental migration of solid hydrocarbons.

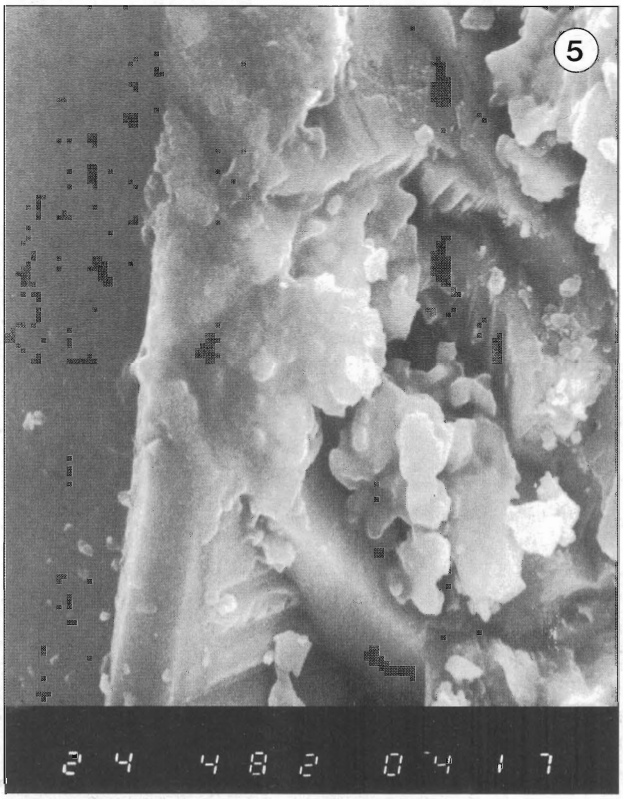
For formation of hydrocarbons, besides the general necessity of present organic substance a role of no less impor-

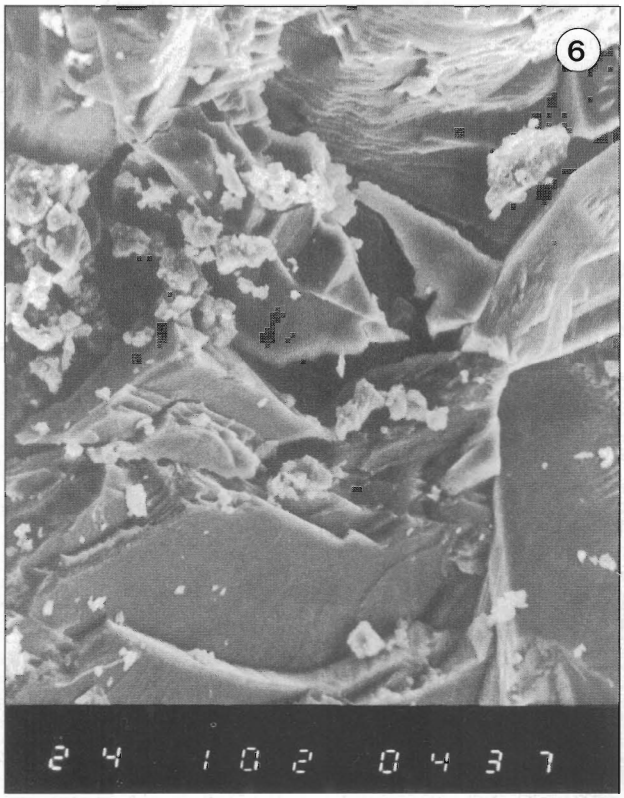

1
24 202 0408


2
24 102 0430

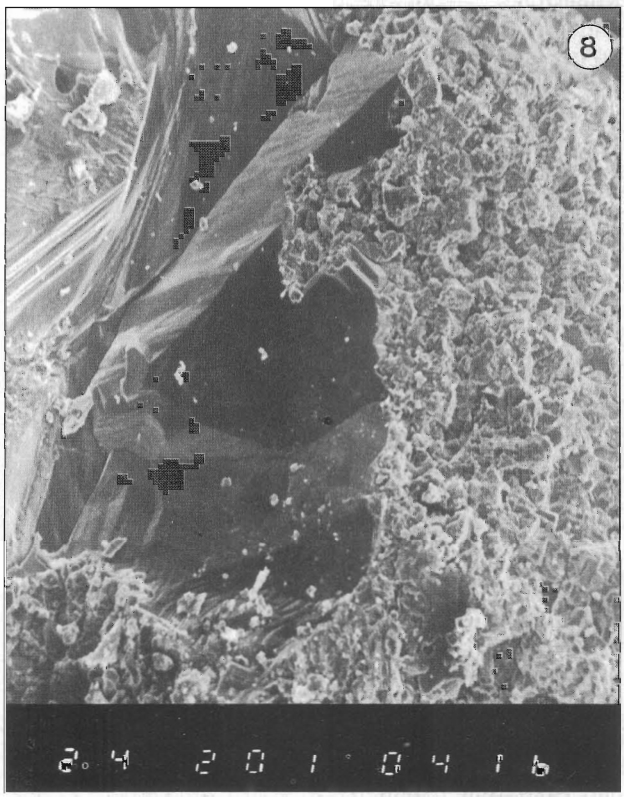

3
24 102 0397


4
24 202 0435









Micrographs No 1 – No 4 (Pl. 1), No 5 – No 8 (Pl. 2). Surface fracture topography and microstructure of the investigated layer splinters.

tance is played by shallow-water platform sedimentation. Thus must have taken place under condition of hypersaline environment with high evaporitization, connected with formation of anhydrite (gypsum) or halite (rock salt NaCl) on the either hand and under conditions of arid sedimentation.

Although we have not found the typical, mentioned products of evaporitization, it should be mentioned that gypsum is known from the Carpathian Keuper of the Drietoma unit at the localities Záblatie (Began, Horniš, Salaj in Began et al., 1993, p. 7) and Drietoma (Andrusov, 1938). Concerned are Norian quartzites, quartz sandstones, variegated shales with layers of dolomites and gypsum.

Besides that, gypsum is also known from Keuper of the Manín unit drilled in the Soblahov borehole SBM-1 (Maheľ, 1985).

We conclude the occurrence of gypsum probably in the Carpathian Keuper of the Manín unit also indirectly on the basis of the occurrence of mineralized (sulphur mineral) water in Belušské Slatiny (Maheľ, 1985). This as generally known, has a high content on hydrogen sulphide. Moreover, here – in borehole situated by Academician Maheľ from depth of 1310–1670 m outflow of pure methan are proved (cf. Salaj, 1995, p. 39). Its penetration into this borehole is bound to faults. With regard to the fact that Urgonian limestones and Albian dark marls are relatively rich in organic substance, but not cavernous, we therefore conclude that these outflows most probably are derived from Middle-Upper Triassic rocks (Reifling Limestones, Hauptdolomit). We also still mention the known occurrence of asphalt impregnation (Andrusov, 1936) in the Hauptdolomit of the Strážov unit (Salaj, 1995) near Varín. Its occurrence is the result of migration of solid hydrocarbons from the Middle Triassic Reifling Limestones – rich in organic substance.

As to prevailingly transgressive and essentially detrital Lower Triassic sediments, so these do not contain hydrocarbons in the whole region of the Western Carpathians. They are also not known from the boundary of the uppermost Permian and Lower Triassic encountered in boreholes Smižany SM-1 and SM-2 (near Spišská Nová Ves). An evaporite deposit rich in anhydrites and halites is drilled through here (Maheľ and Vozár, 1973). These – as mentioned by Maheľ and Vozár (1973) formed in hypersaline environment and deposited under arid paleoclimate. As no carbonates rich in organic substance deposited here, hydrocarbons could not originate in the Smižany area.

For completing of the problem we remark that no horizons of hydrocarbons – even no traces after them – have been proved from the "Black" Jurassic so far, formed by dark marly shales encountered in borehole Soblahov SBM-1 (Maheľ, 1985). This Jurassic was ranged by one of us (Salaj, 1995) to the stratigraphic succession of the Podháj unit representing the Vahicum defined by Maheľ (1981), which we understand in modified sense here (Salaj, 1995). This unit is situated in the area between the Manín and Klapy unit. Similarly without hydrocarbons is also the "Black" Lower-Middle Cretaceous (Berriasian – Lower Albian) of the Fodorka unit (Salaj and Began, in Salaj, 1987) in the sedimentation area situated NW of the sedimentation of the Czorsztyn unit.

In both cases these sediments of the "Black" Lower--Middle Jurassic as well as Lower Cretaceous (to Lower Albian) are very poor in organic substance. This unfavourable factor is distinctly enforced by the fact that their sedimentation took place under a humid paleoclimate. This is testified by turbidity-inundation transportations of conglomerates and sandstones, which form several horizons in these formations. The humid character in Lower--Middle Jurassic and Lower-Middle Cretaceous (up to the Lower Albian) is also confirmed by Fe-hydroxides, which are found in these sediments. Extraordinarily abundant Fe oxides and hydroxides are found in Cretaceous and Paleogene flysch sediments of the Western Carpathians (Salaj et al., 2002 in press). These were totally unsuitable for accumulation of primary hydrocarbons.

Montan waxy- and tarry-like matter with some residue or remnants of hydrocarbons – above all asphaltenes (petroleum pitch), or bitumen/kerogen-like naphtenes (cycloalkanes) as well as gilsonite, asphaltite or pyrobitumen and paraffins – as the consequence of geological orogenic processes (Shearman and Skipwith, 1965). Also an originally asphalt-based crude oil and/or later possibly asphaltic matter might have arisen. And – as it is known – high wax crude oil occurs in the non-marine Lower Cretaceous rocks – with naphtenoaromatic and sulphur-bearing compounds (thiophenes) – which may be present in some environments and in quite abundant amounts. Also naphtenic matter and many other types of hydrocarbons (porphyrins, terpenoids, anthracenes, pyrenes) may be present in the investigated and similar samples – depending on the temperature of carbonization (dry distillation). Naphtenes, asphaltenes, paraffins, as well as oil-tars, bitumens, kerogen-like coalified matter with some low content of sulphur, i. e. thiophenes may be present.

The residue, i. e. solid remnants are composed mainly of montanic, waxy-like matter/compounds, with only traces of hydrocarbons. In this contribution some tentative experiments and their results, which would make possible to realize some conclusions in connection with solving of processes, which took place in foregoing geological periods of time, when fluid and light hydrocarbons volatilized as a consequence of tectonic compression and superficial erosion.

Acknowledgements. We would like to express our gratitude to RNDr Jozef Pevný, CSc. for translation of this contribution into English.

References

Andrusov, D., 1938: Geologický výskum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. *Rozpr. Št. geol. Úst. Čs. Republ., 9, 135 s.*

Andrusov, D., 1936: Subtatranské příkrovy Západních Karpát. *Carpatica, Ř. B (Praha), 1, s. 3–33.*

Began, A., Salaj, J., Horniš, J., Čechová, A. & Szalaiová, V., 1993: Vysvetlivky ku geologickej mape Bielych Karpát 1 : 50 000, časť bradlové pásmo. *Manuskript – archív GÚDŠ, Bratislava.*

Began, A., Hanáček, J., Mello, J. & Salaj, J., 1984: Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. *Bratislava, GÚDŠ.*

Breger, I. A., 1963: Organic geochemistry. *Monograph No. 16, Earth Science Series, Symposium Publication Division, Pergamon Press, 658 p.*

Horák, M. & Papoušek, D., 1976: Infračervená spektra a struktura molekul. *Academia, Praha, 836 s.*

Hunt, J. M., Wisherd, M. P. & Bonham, L. C., 1950: Infrared absorption spectra of minerals and other inorganic compounds. *Analytical Chemistry, 22, pp. 1478–1497*

Jarolím, V., Hejno, K., Streibl, M., Horák, M. & Šorm, F., 1961: Über die Zusammensetzung der Braunkohle II. Über weitere Inhaltstoffe des Montanwachses. Collection Czechoslov. *Chem. Commun., 26, pp. 459–465.*

Maheľ, M., 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. *Bratislava, GÚDŠ, 221 s.*

Maheľ, M. & Vozár, J., 1973: Geologická a litologická charakteristika štruktúrnych vrtov SM-1, SM-2 (Smižany). *Region. Geol. Západ. Karpát, 1, 81 s.*

Maheľ, M., 1981: Island character of Klippen Belt-vahicum, continuation of Southern Penninicum in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 3, pp. 293–305.*

McMurry, H. L. & Thornton, V., 1952: Correlation of infrared spectra. Paraffins, olefins and aromatics with structural groups. *Analytical Chemistry, 24, pp. 318–334.*

Meiklejohn, R. A., Meyer, R. J., Aronovic, S. M., Schuette, H. A. & Meloch, V. W., 1957: Characterization of long-chain fatty acids by infrared spectroscopy. *Analytical Chemistry, 29, pp. 329–334.*

Michalík, J., Broska, I., Franců, J., Jendrejáková, O., Kochanová, M., Lintnerová, O., Masaryk, P., Papšová, J., Planderová, E., Šucha, V. & Zatkalíková, V., 1992. Štruktúrny vrt (Dobrá Voda – Konča Skaliek) v Brezovských Karpatoch. *Region. Geol. Západ. Karpát, 27, s. 139.*

Robin, P. L. & Rouxhet, P. G., 1976: Contribution des différentes fonctions chimiques dans les bandes d'absorption infrarouge des kérogènes situées à 1710, 1630 et 3430 cm^{-1}. *Rev. Inst. franç. Pétrole, 31, pp. 955–977*

Salaj, J., 1987: Rét, jeho postavenie v mezozoiku a predpokladané rozmiestnenie jednotlivých sedimentačných zón Západných Karpát. *Miscellanea micropaleontologica, 2/1, Hodonín, s. 123–152.*

Salaj, J., 1995: Geology of Middle Váh valley – Klippen and Periklippen belt, Súľov Paleogene and Mesozoic of northern part of Strážovské vrchy hills-part 3 (with Geological map 1 : 50 000). *Zem. Plyn Nafta, 40, 1, s. 3–51*

Salaj, J., Began, A., Hanáček, J., Kullman, E., Čechová, A. & Šucha, P., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. *Bratislava, GÚDŠ, 181 s.*

Salaj, J., Puškelová, Ľ., Ševula, L. & Holický, I., 2002. Fe-horizons in Carnian- and Eocene- sediments of West Carpathians in Slovakia. *Mineralia Slov., 34, 5–6, pp. 343–346.*

Salaj, J., 1982: Mesozoic palaeogeographic development in the North-Western part of the West Carpathians of Slovakia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), 39, pp. 203–229.*

Shearman, D. J. & Skipwith, P. A. d'E., 1965: Organic matter in recent and ancient limestones and its role in their diagenesis. *Nature, 208, pp. 1310–1311*

Silverstein, R. M., Bassler, G. C. & Morill, T. C., 1977: Spectrometric identification of organic compounds (in Russian). *Izd. Mir, Moskva, 590 p.*

Simpson, D. M. & Sutherland, G. B. B. M., 1949: Vibration spectra of hydrocarbon molecules. II. Skeletal frequencies in certain branched paraffins. *Proceedings of the Royal Society of London/A, p. 169–183.*

Tuhé uhľovodíky v hlavnom dolomite Čachtických Karpát (Slovensko)

V sv. závere Čachtických Karpát v pruhu Trenčianske Bohuslavice – Haluzice a na V od Dolného Srnia vystupuje antiklinálna štruktúra vrchného triasu (cf. geologická mapa Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát v mierke 1 : 50 000; Began et al., 1984) a preukázal sa v nej primárny povrchový výskyt tuhých uhľovodíkov, prvý zdokumentovaný výskyt v triase Západných Karpát vôbec.

Antiklinálnu štruktúru tvorí hlavný dolomit dachsteinského typu a dachsteinské vápence. Sú v nadloží oponických vápencov a v podloží svetlých spodnoliasových krinoidových vápencov a tvoria organickú súčasť nedzovského príkrovu (Andrusov, 1936) so stratigrafickým rozsahom od pelsónu až po (?)hoteriv.

Detailný vrstvový sled študovaného vrchnotriasového profilu od najstaršieho člena po najmladší je nasledujúci:

1. Hlavný, netypický (dachsteinský) lagunárny dolomit (300 m):

a) V spodnej a strednej časti (200 m) prevláda viac-menej typický vrstvovitý dolomit.

b) Vo vrchnej časti (80 m) popri typickom dolomite sú polohy dolomitových brekcií a dolomitizovaného, miestami lumachelového vápenca s *Glomospira inconstans* (Michalik, Jendrejáková a Borza) a *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann a jednak lumachelového biomikritického a vzácne aj aleuritického vápenca.

c) V najvrchnejšej časti (okolo 20 m) je typický tenko laminovaný vápnitý dolomit hrubý 2–3 mm. Medzivrstvové plochy sú impregnované tenko laminovanými tuhými aromatickými (petrolejom páchnucimi) tmavými až čiernymi uhľovodíkmi (Fig. 1), ktoré tvoria viac-menej 1–2 m hrubú pasáž. Tieto tuhé uhľovodíky sú sporadicky a nepravidelne rozptýlené v celom tomto okolo 20 m hrubom karbonátovom súvrství. Mikroskopickú štruktúru a morfológiu uhľovodíkov vo vzťahu ku karbonátom znázorňujú fotografie (No 1 – No 8).

2) Dachsteinské, aleuritické a oolitické biomikritické vápence lumachelového typu (120–150 m) s *Rhaetavicula* concorta (Portl.):

a) Spodnú časť (20–30 m) tvoria lavicovité 10–25 cm hrubé polohy aleuritického vápenca (tie chýbajú vo fácii dachsteinských vápencov v ostatných tektonických jednotkách Západných Karpát) s *Angulodiscus pokornyi* Salaj, *Gandinella falsofriedli* (Salaj, Borza a Samuel) a *Triasina oberhauseri* Kohn-Zaninetti a Broennimann.

b) Vrchnú časť (100–120 m) tvoria jednak dolomity, dolomitické, oolitické a mikrobiosparitické vápence (okolo 80 m) s *Angulodiscus friedli* Kristan-Tollmann, *Gandinella falsofriedli* (Salaj, Borza a Samuel), *Glomospira* div. sp., *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann a Tollmann a jednak lumachelové biomikritické, biosparitické a vzácne aj aleuritické vápence (okolo 20–40 m), ktoré už patria do vrchného rétu s *Triasina hantkeni* Majzon.

3) V nadloží rétskych vápencov vystupujú spodnotriasové až strednoliasové krinoidové, rohovcové a piesčité biosparitické vápence, organodetritické vápence s belemnitmi, krinoidové intrabiosparity s ihlicami monaxónnych a triaxónnych húb s *Involutina liassica* (Jones), *Involutina farinacciae* Broennimann a Zaninetti a *Involutina carinata* Leischner.

Mezozoikum Čachtických Karpát, reprezentované nedzovským príkrovom, je pokračovaním mezozoika severných Vápencových Álp. Tie sú aj v podloží terciérnych sedimentov viedenskej panvy, z ktorého na povrch vychádzajú v jz.

časti Západných Karpát, reprezentovaných práve Brezovskými a Čachtickými Karpatmi (Salaj et al., 1987).

Časť nedzovského príkrovu vystupujúceho na povrch v oblasti Nového Mesta nad Váhom a Trenčianskych Bohuslavíc je tektonicky ekvivalentná göllerskému príkrovu severných Vápencových Álp.

Výskyt tuhých primárnych uhľovodíkov dokumentuje diferenciálna termická analýza (Fig. 2), ako aj rtg. difrakčná analýza (Fig. 3).

Je zrejmé, že sa výskyt primárnych uhľovodíkov viazal alebo ešte viaže na trias sedimentovaný v severnejších sedimentačných priestoroch (nedzovská, strážovská a drietomská sedimentačná zóna) tak, ako to interpretoval Salaj (1982, 1987). Na tektonické jednotky vzniknuvšie v týchto sedimentačných priestoroch a vystupujúce hlavne v podloží terciérnych sedimentov bude treba zamerať výskum z hľadiska veľmi pravdepodobného výskytu primárnych a nemigrovaných uhľovodíkov.

Mineralia Slovaca, 34 (2002), 219–232

Zachytávanie a uvoľňovanie kovov a síranov oxyhydroxidmi železa v sulfidickom banskom odpade

OTÍLIA LINTNEROVÁ a BARBORA ŠEFČÍKOVÁ

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

(Doručené 3. 4. 2002, revidovaná verzia doručená 4. 10. 2002)

Iron oxyhydroxides attenuation and release (sorption/desorption) of metals and sulfates in sulfides mine wastes

Secondary iron oxides (iron oxides, oxyhydroxides and oxyhydroxysulfates) precipitate in mines and mine waste frequently and attenuate dissolved metals and sulfates. Batch experiments were used to test the coprecipitation/adsorption of metals. The acid mine water from Šobov mine (pH 2.3) was mixed with various volumes of 0.1 M NaOH solution and seven neoformed solids and rest solutions were obtained (in pH range 2.5 to 7.1) and analysed. More than 96 % of Mn and 99 % of other metals dissolved in mine water (Fe, Al, Cu, Zn) were attenuated in solids. Concentration of sulfate in the solution decreased maximaly to 13 % of sulfate concentration of original mine water, and increased to 21 % of it in neutral settings.

The release of sulfate from natural Fe^{3+} precipitates has been simulated in second set of experiment. Alkalinity generating agents $Ca(OH)_2$ and $CaCO_3$ were mixed with Fe^{3+} precipitates, composed of amorphous Fe oxyhydroxides, jarosite, schwertmannite and goethite formed in mines and tailing impoundment drainages in wide pH range (2.4–7.2). The results of experiment indicated, that the aqueous sulfate concentration increased linearly with pH between 2.4 to 11

Key words: acid mine water, iron oxyhydroxides, experiment, attenuation, release, neutralization

Úvod

Ťažba surovín urýchľuje zvetrávanie sulfidických minerálov a tvorbu špeciálnej banskej vody s vysokým obsahom síranov, Fe a iných kovov. Z banskej vody sa často vyzrážavajú okrové zrazeniny – oxyhydroxidy a sírany Fe, najmä goethit, jarosit, schwertmannit a ferihydrit (Lintnerová, 1996; Lintnerová et al., 1999b; Šucha et al., 1997; Trtíková et al., 1999). Tieto zrazeniny vznikajú v širokom rozsahu pH a pri svojej tvorbe zachytávajú rozpustené látky spoluvyzrážaním alebo sorpciou a ich tvorba znižuje obsah rozpustených látok vo vode a významne pomáha zlepšovať vlastnosti alebo kvalitu vody, čo dokumentovali mnohé práce i učebnice (napr. Chapman et al., 1983; Schwertmann a Taylor, 1989; Stumm a Sulzberger, 1992, a i.). Typicky okrovo sfarbené (okrové) zrazeniny sa tvoria vo veľkej miere z kyslej banskej vody alebo v okolí odkalísk sulfidických ložísk. Kyslú banskú vodu možno považovať za jeden z najzávažnejších zdrojov znečisťovania povrchových a podzemných vôd súvisiacich s banskou činnosťou (Jambor a Blowes, 1994; Lintnerová, 1996, 2002; Šucha et al., 1997). Typická kyslá banská voda sa tvorí napríklad na opustených ložiskách v oblasti Smolníka a Pezinka (stratiformné ložiská pyritovo-pyrotínového typu), ako aj na niektorých ložiskách v oblasti neovulkanických pohorí, napr. na kvarcitovom ložisku Šobov pri Banskej Štiavnici alebo na Hg ložisku Dubník (Červenica) na JZ od Prešova (Cicmanová, 2001; Cicmanová et al., 1999; Lintnerová, 1996; Lintnerová et al., 1999b; Šucha et al., 1997; Trtíková et al., 1999; Šottník a Šucha, 2001). Okrové uloženiny sa však tvoria aj zo slabokyslej až neutrálnej vody z banských odkalísk. V banských odkaliskách s obsahom sulfidov sa mobilizuje Fe, sírany a kovy v telese odkaliska. Drenážna voda vynáša rozpustené látky na povrch a pri kontakte so vzduchom alebo s povrchovou vodou nastáva oxidácia Fe a tvoria sa zrazeniny (Líšková et al., 1999; Lintnerová et al., 1999b; Lintnerová, 2000, 2001). Oxyhydroxidy Fe vznikajú najmä v tesnom okolí baní a odkalísk, ale v suspendovanej forme sa môžu prenášať aj do väčšej vzdialenosti. Tak sa dostávajú do riečnych sedimentov, kde sa môže redukovať Fe a čiastočne mobilizovať zachytené prvky, napr. As, často ako výsledok miešania s organickými látkami (Bowell, 1994; Nickson et al., 2000; Sidle et al., 2001). Chemické analýzy zrazenín z niektorých našich odkalísk dokumentujú, že oxyhydroxidy Fe môžu obsahovať extrémne vysokú koncentráciu ťažkých alebo toxických kovov (Lintnerová et al., 1999b; Trtíková et al., 1999). Vysoký obsah síranov má aj voda odtekajúca z baní a z banských odkalísk (Cicmanová, 2001; Lintnerová, 2000; Šottník, 2000; Rose a Ghazi, 1997; Rose a Elliott, 2000).

V tejto práci prezentujeme najmä výsledky experimentálneho štúdia zachytávania a uvoľňovania kovov a síra-



Obr. 1. Sútok potoka Smolník s riekou Hnilec. Z kyslej vody pritekajúcej potokom (svetlá farba) sa tvoria alebo usadzujú okrové uloženiny na brehoch potoka až za sútok s Hnilcom (tmavá farba vody).

Fig. 1. The Smolník Creek and Hnilec River junction. Ochres precipitate from acid creek water (bright color of water) and are deposited on the creek bank and the riverbanks (dark color).

nov oxyhydroxidmi Fe, ktoré vznikli z banskej vody. Študovali sme zrazeniny vznikajúce v banskej lokalite Smolník a Banská Štiavnica, ako aj získané neutralizáciou kyslej vody v laboratóriu. Prírodné okrové zrazeniny, ktoré majú rozličný obsah síranov a vznikajú v širokom rozsahu pH (2 až 7), sme použili na overenie uvoľňovania látok, najmä síranov. Postupnou neutralizáciou šobovskej kyslej banskej vody (pH 2,3) sme získali sadu zrazenín a tie sa ďalej analyzovali. Hodnotením analýzy banskej vody a zvyškových roztokov po zrážaní dokumentujeme postupné zachytávanie kovov a síranov vo vznikajúcich okrových zrazeninách v závislosti od pH. Získané (modelové) výsledky indikujú procesy prebiehajúce pri tvorbe zrazenín v banských systémoch a potvrdzujú význam sorpcie a desorpcie kovov a síranov pri tejto tvorbe.

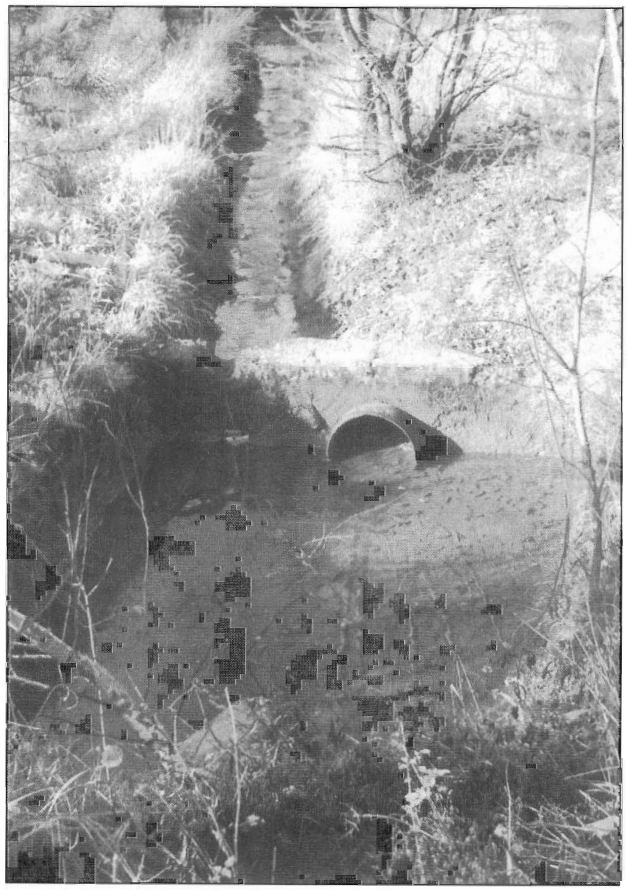
Opis lokalít

Ťažba smolníckeho stratiformného Cu pyritového ložiska sa skončila začiatkom 90. rokov 20. stor. a už v roku 1995 bola baňa v rámci likvidácie ložiska zaplavená vodou. Kyslá voda vytekajúca z bane spôsobila ekologickú haváriu na potoku Smolník, ktorá pretrváva doteraz. Kyslá voda sa tvorí oxidáciou pyritu v zaplavenej bani a v súčasnosti vyteká hlavne z novej drenáže, vybudovanej v rokoch 1997–1998. Tá pravdepodobne odvádza vodu z časti zaplavenej bane a do potoka môže vytekať až 30 l/s kyslej vody (Jaško et al., 1995, 1998; Cicmanová et al., 1999, 2001). Priamy vplyv kyslej banskej vody na vlastnosti vody v potoku Smolník sa prejavuje až po sútok



Obr. 2. Miesto odberu vzorky SO-2000. Z poškodenej nádržky meracieho bodu pri päte odkaliska je okrová zrazenina vynášaná do jarku.

Fig. 2. Monitoring point of the Smolník impoundment. Ochre precipitate is removed from the retainer into the channel and the creek.



Obr. 3. Typický obrázok vyústenia drenáže odkaliska naplneného okrovým kalom, ktorý možno vidieť pri mnohých odkaliskách sulfidických ložísk. Smolník, ľavá strana odkaliska pri čelnom pohľade na hrádzu

Fig. 3. The typical picture of impoundment outfall retainer flushed with ochre mud, which can be seen in the vicinity of numerous sulfides tailing impoundments. Smolník – left side of the impoundment.

s riekou Hnilec (obr. 1). Na obr. 2 a 3 sú miesta odberu vzoriek okrových zrazenín pod odkaliskom Smolník medzi opustenou baňou a obcou Smolnícka Huta.

Kyslá banská voda sa tvorí aj v banskoštiavnickej oblasti a jej vznik sa viaže na kvarcitové ložisko na Šobove (Šucha et al., 1997). V povrchovom lome tohto ložiska sa dá veľmi dobre demonštrovať, ako sa rozrušený illitovo-pyrofylitový obal kvarcitového ložiska (Uhlík et al., 1997) s vysokým obsahom pyritu môže stať zdrojom kyslej (banskej) vody. Počas ťažby sa z tohto odpadového banského materiálu vytvorila veľká halda, čím sa celá oxidácia pyritu zintenzívnila, zvýšilo sa aj množstvo odtekajúcej silno kyslej vody a tá poškodzuje okolitú pôdu do vzdialenosti niekoľko 100 m od haldy. Priebežné pozorovania dokumentujú, že ani vybudovaný systém jarkov na odvádzanie vody do zbernej nádrže (obr. 4) a potom do podzemia nezabránil kontaminácii pôdy úpine. Rozptýlené priesaky vody stále poškodzujú okolie lomu (Šucha et al., 1997; Dubíková, 2000; Lintnerová et al., 1999a, b). Rozsah kontaminácie pôdy súvisí s nepriepustným (ílovým) podložím a s celkovou morfológiou terénu. Pod haldou sa overoval pasívny systém čistenia kyslej banskej vody (Šottník, 2000; Šottník a Šucha, 2001).

Metodika

Obsah Fe a ostatných kovov (Al, As, Cu, Mn, Zn, Pb a i.) v banskej vode a v rôznych extraktoch sa zisťoval AAS a ICP-AES metódou a sírany fotometricky. Voda sa najskôr prefiltrovala cez 0,45 μm nitrocelulózový filter (Milipore) a časť vody na zisťovanie kovov sa stabilizovala HNO_3.

Metodika mineralogickej a chemickej analýzy prírodných zrazenín vychádza z už citovaných prác a bola orientovaná skôr na overenie resp. potvrdenie poznatkov o zlo-



Obr. 4. Zberná nádrž kyslej vody pod haldou šobovského lomu. Z nádrže bola odobratá vzorka vody (Šobov 06/2001) a kalu (ŠN/2000)

Fig. 4. The tank under the mine heap where acid mine water are collected. The mine water and mud samples (Šobov 06/2001 respective ŠN/2000) come from this water collector

Tab. 1
Chemické zloženie banskej vody zo smolníckej a banskoštiavnickej oblasti
Chemical composition of mine waters from the Smolník and Banská Štiavnica mine areas

Lokalizácia	pH	SO_4^{2-}	HCO_3	K	Na	Ca	Mg	Fe	Al	Cu	Zn	Pb	Mn	As	Cd
							mg/l							µg/l	
Smolník, nová drenáž															
Smolník 02/1998*	2,85	4122,0	0	1,41	2,79	181,4	524,0	436,9	146,8	3,85	18,69	0,053	37,24	79,00	12
Smolník 04/2000**	3,78	2730,0	0	1,97	3,74	179,0	260,0	408	102	4,53	8,95	0,080	27,60	1,00	13
Smolník 07/2000	3,94	2874,4	< 3,0	2,75	5,01	137,0	285,0	378	61	4,54	10,1	< 0,2	26,60	3,21	
Smolník 10/2001	3,47	3257,0	< 3,0	3,69	6,35	117,0	341,0	473	105	2,57	12,3	< 0,2	33,57		
Smolník odkalisko ***	6,56							5,001		0,06	0,126	0,000			
Smolník-odkalisko 10/2001	6,16	1180,0		33,70	13,30	213,0	159,0	0,053	0,02	0,03	0,281		13,38		
Banská Štiavnica															
Šobov 11/1993****	2,30	16 540,0	0	0,11	4,23	233,0	310,0	3500	1060	7,85	8,54	0,020	80,38		900
Šobov 09/1999*****	2,25	12 876,0	0			248,0		2260	850	4,59			51,00		
Šobov 06/2001	2,30	11 700,0		6,72	12,60	22,2	30,8	2454	647	4,71	5,03	< 0,2	44,00	365,00	
Odkalisko Sedem žien 03/2000	7,48	330,9	160,7	14,20	14,30	141,5	19,4	0,115		< 0,2	0,44	< 0,2	1,66	1,45	
Odkalisko Sedem žien 06/2001	7,02	1313,0		79,50	45,80	423,0	50,9	0,056	0,079	0,014	1,19	< 0,2	10,40	< 0,5	
Odkalisko Lintich 06/2001	7,20	542,2		17,60	14,00	192,0	30,8	0,15	0,072	0,007	0,601	< 0,2	3,31	< 0,5	

µg/l – mikrogram/l

Obsah Fe je uvedený ako celkové Fe. *Jaško et al., 1998; **Cicmanová, 2001, *** Šucha et al., 1995; ****Šottník, 2000; Šobov 06/2001 – vzorka vody použitá na neutralizačný experiment
Iron is listed as total Fe contents. *Jaško et al., 1998; **Cicmanová, 2001, *** Šucha et al., 1995; ****Šottník, 2000; Šobov 06/2001 – water sample used in neutralization laboratory experiment

žení vzoriek vody a zrazenín z predchádzajúceho výskumu. Metodiku odberu vzoriek a primárneho výskumu týchto jemnozrnných minerálnych fáz detailnejšie opisuje a rad odkazov na literatúru uvádza Bigham (1994), Lintnerová (1996, 2001, 2002), Lintnerová et al. (1999b) a Dubíková (1999).

Minerálne fázy v zrazeninách sa charakterizovali rtg. difrakčnou metódou, transmisnou elektrónovou mikroskopiou (TEM) a chemickou analýzou s využitím metód selektívneho rozpúšťania s oxalátovým pufrom (Bigham, 1994; Lintnerová et al., 1999; van Reeuwijk, 1995). Celkový obsah oxyhydroxidov Fe sa určil Mehrovo-Jacksonovou metódou s použitím ditioničitanu sodného (stanovovanie voľných oxidov v pôde opisuje napr. van Reeuwijk, 1995), ale v získaných extraktoch nemožno zisťovať obsah síranov. Preto sme celkový obsah síranov stanovili po rozpustení zrazenín v 1M HCl. 1 g vzorky sme rozpustili v 200 ml kyseliny. Rozpúšťanie prebiehalo cez noc pri teplote 60 °C. Po 12 hodinách sa nerozpustené časti oddelili pomocou centrifúgy resp. ultracentrifúgy (4 resp. 12 tisíc otáčok za minútu). Nerozpustená časť vzorky sa zistila vážením po dokonalom premytí a vysušení zvyšku pri 105 °C. Rovnaký spôsob sme použili pri zisťovaní obsahu síranov aj pri vzorkách pôdy a sedimentov, ktoré sa potom použili pri laboratórnom modelovaní desorpcie.

Vo vzorkách zrazenín a pôdy sa stanovil aj obsah síranov extrahovateľných vodou a vodné pH (meranie pH v laboratóriu zo suchých vzoriek) a to sme použili ako počiatočné pH pri neutralizácii (môže sa odlišovať od pH vody/mokrej vzorky, ktoré sme merali v teréne priamo pri odbere vzoriek). 1 g vzorky sa zmiešal s 50 ml redestilovanej vody a po 2-hodinovom miešaní bol extrakt oddelený ultracentrifúgovaním a v ňom sa zistil obsah síranov a Fe. Vodné pH sme stanovili v suspenzii 5 g vzorky a 25 ml vody po 1 hodine miešania na horizontálnej miešačke. Obsah vymeniteľného Al sa stanovuje z 2 g pôdy z 1M KCl extraktu po 2-hodinovom miešaní s 20 ml roztoku. Merný povrch sa stanovil štandardnou metódou EGME, ktorá je založená na kvantifikovaní množstva etylénglykolmonoetyléteru sorbovanom na povrch vzorky.

Neutralizácia kyslej banskej vody

Doterajšie pozorovania (od roku 1993; tab. 1) ukazujú, že sa vlastnosti šobovskej banskej vody výraznejšie nemenia. Podľa sezón sa skôr mení obsah rozpustených látok, ale pH vody zostáva takmer rovnaké. Voda v zbernej nádrži má pH od 2 do 2,3 (tab. 1) a takáto voda sa použila na neutralizáciu a tvorbu okrových zrazenín. Na základe predchádzajúcich, ako aj overovacích pokusov sme na neutralizáciu kyslej vody vybrali 0,1 M NaOH (Šucha et al., 1997). Išlo o čerstvú, neupravenú a nefiltrovanú vzorku vody. Po krátkom čase (niekoľko hodín až dní) z vody samovoľne vzniká usadenina a pH klesá, čo treba mať na pamäti pri opakovaní experimentu. 50 ml vody sme postupne miešali s 50, 60, 70, 80, 90, 95 a 100 ml 0,1 M NaOH. Sledovali sme pH a tvorbu okrovej zrazeniny. Vznikajúca zrazenina bola oddelená dekantáciou a roztok ešte prefiltrovaný cez 0,45 µm filter. V roztoku

Tab. 2
Charakteristika prírodných okrových zrazenín
Natural iron ochre precipitates characteristics

Označenie vzoriek prírodných zrazenín	Fe fázy 1M HCL %	Fe 1M HCl %	pH H_2O	SO_4^{2-} H_2O mg/kg	SO_4^{2-} 1M HCL mg/kg	Identifikované minerálne fázy Oxalát	Fe fázy %	Merný povrch m^2/g
Odkalisko Sedem žien 71/2000	92,11	43,43	7,02	8500	19 209	goethit	52,78	543
Odkalisko Sedem žien 72/2000	76,92	52,00	7,20	11 250	32 633	goethit		
Šobov-Š3/2000	96,62	39,88	6,30	9650	14 055	ferihydrit	76,16	548
Šobov-čistiareň Š4/2000	76,92	45,75	3,07	17 000	141 840	schwertmannit, ferihydrit (?)	47,44	348
Smolník-odkalisko OD/1999	99,81	53,60	6,70	9500	16 048	goethit	67,32	503
Smolník-potok P3/1999	99,55	46,41	2,56	27 500	158 320	schwertmannit, jarosit	73,19	260
Smolník-potok P4/1999	98,91		2,56	8600	162 300	schwertmannit	49,30	
Šobov-nádrž ŠN/1999	28,46	14,67	2,45	32 500	120 010	jarosit, schwertmannit (?)	87,27	
Šobov-degradová pôda ŠD3/2000	21,58		4,33		20 300	jarosit, sadrovec, goethit?		
Šobov-degradová pôda ŠD7/2000	20,34		2,89		12 290	goethit, sadrovec		

Fe fázy (1M HCl) – podiel rozpustný v 1M HCl. Hodnoty Fe a síranov sú prepočítané na 100 % Fe fázy resp. na 100-percentný podiel rozpustný v 1M HCl. H_2O – obsah stanovený vo vode, Fe fázy (oxalát) – podiel amorfných a vykryštalizovaných fáz rozpustný v oxalátovom pufri po prepočte fáz na 100 %. Minerálne zloženie Fe minerálov zrazenín bez pôdnych a sedimentárnych minerálov, ktoré zastupuje najmä kremeň, ilit a chlorit

Fe phase (1M HCl) – part dissolved in 1M HCl. Fe and sulfate contents are recalculated into 100 % Fe phase, respective dissolved part in 1M HCl is 100 %. H_2O – content in water extracts, Fe phases (oxalate) – content of amorphous and crystalline phases extracted by ammonia oxalate buffer (parts of 100 % iron phases). Mineral composition – only iron phases (soil and sediment contained also quartz, mica/illite and chlorite)

sa zistil obsah síranov a kovov – Fe, Al, Cu, Zn a Mn, vybraných podľa výsledkov chemickej analýzy prírodných zrazenín (Lintnerová et al., 1999b). Vzniknuté zrazeniny sme analyzovali rtg. difrakčnou analýzou a TEM. Mineralogická analýza zrazenín je len orientačná, pretože vzniknuté zrazeniny sa osobitne nestabilizovali a ani sa okamžite neanalyzovali. Na rtg. difrakčnú analýzu sme použili vysušené vzorky (pri 60 °C) a mokré (suspenzie) sme použili na štúdium v TEM. Roztoky sa po odfiltrovaní analyzovali rovnakými metódami ako voda.

Neutralizácia prírodných vzoriek okrových zrazenín

Opísané prírodné vzorky Fe okrových zrazenín sa postupne neutralizovali až alkalizovali nasýteným roztokom $Ca(OH)_2$ alebo pevným $CaCO_3$ metodikou, ktorú opísal Rose a Elliott (2000). Tieto dve látky sa vybrali aj preto, že sa na úpravu pH vody alebo suspenzií v rozličných úpravniach rúd a pri iných technológiách používajú najčastejšie. Roztoky $Ca(OH)_2$ sme homogenizovali ultrazvukom. Ca sa uvádza v mmol hodnotách, aj keď skutočná hodnota (pre slabú rozpustnosť činidla) mohla byť odlišná (rozdiel napr. 1 mmol oproti 1,04 mmol), ale to, ako sme zistili analýzou obsahu Ca, nebolo z hľadiska priebehu neutralizácie významné. Na experiment sme navažovali 1 g vysušenej vzorky. Vzorku sme zmiešali s 50 ml extrakčného – neutralizačného činidla. V prvej sade experimentu sme použili nasýtené roztoky $Ca(OH)_2$ s koncentráciou 1 až 40 mmol Ca^{2+} na 1 l postupne tak, ako to bolo nevyhnutné na úplnú neutralizáciu resp. na dosiahnutie alkalickej reakcie. Pri extrakcii sme používali vždy rovnaký objem roztoku, ale postupne sme zvyšovali jeho koncentráciu. V druhom experimente sme 1 g vzorky zmiešali s 0,25 g pevného $CaCO_3$ a 50 ml redestilovanej vody. Toto množstvo v danom objeme odpovedá koncentrácii 50 mmol Ca^{2+}. Neutralizačný proces sme sledovali meraním pH vzniknutej suspenzie po 24-hodinovom miešaní na horizontálnej (stolovej) miešačke. Extrakty sme získali ultracentrifugáciou a merali sme v nich pH, obsah kovov a síranov. Obsah kovov a síranov sa stanovil štandardnými metódami, rovnako ako pri analýze vody.

Experimentálne zrážanie a extrakcie sa opakovali najmenej raz pri niektorých modifikáciách experimentu dva až tri razy.

Výsledky

Charakteristika študovanej vody a vzoriek

V tab. 1 sú výsledky chemickej analýzy vody zo Smolníka z rokov 1998 až 2001. V miestach výstupu kyslej banskej vody na povrch sa tvoria okrové zrazeniny, čo sa obzvlášť intenzívne prejavuje na brehoch a dne potoka (Lintnerová, 1996; Lintnerová et al., 1999b; Lintnerová, 2000). Zrazeninou vznikajúcou z vody je prevažne schwertmannit ($Fe_8O_8(OH)_6SO_4$), jarosit ($KFe_3(OH)_6(SO_4)_2$, ferihydrit ($Fe_5(OH)O_7.4H_2O$) a goethit Fe(OOH) (tab. 2). Čerstvé zrazeniny sú len slabo vykryštalizované, resp.

Tab. 3
Obsah prvkov v šobovskej vode a v roztokoch po neutralizácii a vyzrážaní Fe oxyhydroxidov
Elements and sulfate contents in acid mine water from Šobov and in supernatants after water step by step neutralization (50/50 – volume in ml of water vs 0.1 M Na(OH)) and decantation of precipitates

Vzorka	pH	Fe	Mn	Cu	Zn	Al	SO_4^{2-}
				v mg/l			
voda	2,3	2454	44	4,71	5,03	647	11 700
ex 50/50	2,53	17,350	11	1,21	1,255	153,5	2690
ex 50/60	3,27	2.732	9,182	0,973	1,009	98,636	2191
ex 50/70	3,87	0.293	7,667	0.646	0,900	61.25	1821
ex 50/80	4,46	0,084	6,538	0,388	0.815	22.462	1535
ex 50/90	5,24	0,030	5,321	0,045	0,479	0.233	2535
ex 50/95	6,21	0,024	4.517	0.011	0,037	0.012	2504
ex 50/100	7,13	0,024	1,523	0,007	0,009	0.007	2467

Tab. 4
Porovnanie účinku $Ca(OH)_2$ a pevného $CaCO_3$ na desorpciu síranov
Comparison of the $Ca(OH)_2$ and solid $CaCO_3$ sulfate desorption effects

Vzorka	$CaCO_3$ 0.25 g		$Ca(OH)_2$ (1 až 40 mmol/l)	
	pH	SO_4^{2-}	pH	SO_4^{2-}
71/2000 odkalisko Sedem žien	7,69	118.2	7,56	119,40
OD/1999 Smolník-odkalisko	7,72	74,2	7,34	69,60
Š3/2000 Šobov	6,77	599,7	7,06	615,80
P3/1999 Smolník-potok	6,71	861	6,76	659,70
P4/1999 Smolník-potok	6,71	768.9	6,75	704,70
ŠN/1999 Šobov-čistiareň	7,1	221,7	7,06	950,70

Úplne presné porovnanie nie je možné, pretože sme nedosiahli celkom rovnaké pH zmesi. Interpoláciou údajov sa získa odchýlka v množstve uvoľnených síranov do 20 %. Výnimkou je vzorka ŠN/1999, ktorá obsahuje len 28 % fázy rozpustnej v 1M HCl.

The exact comparison is not possible, because the various end values of pH were accessed. Differences are below 20 %, when compare the interpolated results. Sample ŠN/1999 contains only 28 % of iron phases (dissolved in 1M HCl) and indicates a different course

vzniknuté kryštály sú veľmi malé (desiatky až stovky nm; porovnaj s obr. 5), čo je typické pre všetky študované zrazeniny (Lintnerová, 1996). Merný povrch študovaných zrazenín sa podľa stupňa vykryštalizovania pohybuje od 250 do 550 m^2/g (tab. 2). Vyššie hodnoty majú práve relatívne lepšie vykryštalizované goethitové zrazeniny z odkalísk. Okrové sfarbenie dna potoka možno sledovať až za sútok s riekou Hnilec a je pravdepodobne výsledkom nielen tvorby, ale aj prenosu okrových uložení vo forme suspenzie vodou (obr. 1).

Odkalisko tohto ložiska je v blízkosti opustenej bane pri Smolníckej Hute a je potenciálnym zdrojom znečisťovania (Lintnerová, 2000, a nepublikované údaje). Dokazuje to zloženie vody, ako aj tvorba okrových zrazenín pod odkaliskom v drenážnom kanáli (tab. 1 až 3, obr. 2, 3). Okrové zrazeniny z odkaliska prevažne goethitového zloženia sa hromadia v okolí päty odkaliska a sú tiež čiastočne odnášané do potoka (tab. 2, obr. 2). Tieto zrazeniny sa analyzovali v rokoch 1998 až 2000 a jedna vzorka bola zaradená do súboru vzoriek na laboratórne experimenty (tab. 2). V niektorých vzorkách bolo možno po vysušení identifikovať aj sadrovec, čo signalizuje vyšší obsah síranov vo vode vytekajúcej z odkaliska (Lintnerová, 2002).

Výsledky chemickej analýzy vody zo Šobova sú v tab. 1. Na neutralizačný experiment sa použila voda z roku 2001 (obr. 4), lebo má veľmi nízke pH, a tak umožňuje sledovať tvorbu zrazenín v širšom rozsahu pH ako smolnícka kyslá voda. Na dne zbernej nádrže kyslej vody (obr. 4) sa hromadí kal okrovej farby a obsahuje pomerne veľa jarositu. Na neutralizačný experiment sme do súboru vzoriek zaradili aj vzorku kalu (ŠN/1999) z dna nádrže (tab. 2). Táto vzorka obsahuje aj splavený íl (prevažne illit) a kremeň a zložením sa čiastočne podobá pôdnym vzorkám (ŠD/2000) z pôdy silno narušenej presakujúcou kyslou vodou (tab. 2). Dve pôdne vzorky a kal z nádrže majú omnoho nižší obsah zlúčenín Fe ako zrazeniny z banskej vody (tab. 2). Podrobnejšia charakteristika pôdy zo Šobova

Tab. 5
Sumarizácia obsahu síranov uvoľnených zo vzoriek okrových zrazenín a pôdy
Summary of sulfate contents released from natural ochre precipitates and degraded soils with ochres

Vzorky	pH H_2O	SO_4^{2-} H_2O mmol/kg	pH N	SO_4^{2-} N mmol/kg	SO_4^{2-} HCl mmol/kg	SO_4* %
71/2000	7,02	88,50	7,56	119.40	199,66	60,00
72/2000	7,20	117,10	7,49	177,80	339,71	52,67
Š3/2000	3,07	176,90	7,06	615.80	1463,70	42,03
Š4/2000	6,30	100.50	7,31	72,80	146,31	49.76
SOD/1999	6,70	98,90	7,34	69.60	167,02	41,67
P3/1999	2,56	286,30	6,76	659,70	1648.10	40,03
P4/1999	2,56	89,50	6,75	704,70	1689.60	41.70
ŠN/1999	2,45	338,30	6,92	950,70	1249,30	76,10
ŠD7/2000	2,89		7,38	99,25	127,9	77,59
ŠD3/2000	4,33		7,35	44,61	211,5	21,09

Obsah je v mmol síranov na 1 kg okrovej zrazeniny, resp. časti rozpustnej v 1M HCl. H_2O – vodný extrakt, N – hodnota v neutralizačnom bode, HCl – obsah je v mmol síranov na 1 kg zrazeniny, resp. časti rozpustenej v 1M HCl = 100 % síranov, * – N hodnota SO_4^{2-} vyjadrená v %

Contents are expressed as mmol of sulfates in 1 kg of the ochre phases (dissolved in 1M HCl). H_2O – water extracts, N – values in neutralization point, HCl – contents are expressed as mmol of sulfates in 1 kg of ochre phases, respective dissolved in 1M HCl = 100 %, * – N SO_4^{2-} values expressed in %

Tab. 6
Zhodnotenie uvoľňovania síranov z prírodných zrazenín neutralizáciou $Ca(OH)_2$ jednotlivých vzoriek
The detail samples data of sulfates release from natural mine ochre precipitates after neutralization by $Ca(OH)_2$

Ca^{2+}	0 mmol	1 mmol	2 mmol	4 mmol	15 mmol	30 mmol	40 mmol	
P3/1999								
pH	2,56	3,13	3,27		6,76	8,62	9,2	
SO_4^{2-} mg/kg	17 400	14 711,5	17 180,5		63 371	84 872	145 500	
SO_4^{2-} mmol/kg	180,1	153,1	178,8		659,7	883,5	1514,7	
P4/1999								
pH	2,56		3,38		6,75	8,16	9,99	
SO_4^{2-} mg/kg	8600		17 180,5		67 692	93 890,5	143 500	
SO_4^{2-} mmol/kg	89,5		178,8		704,7	997,4	1493,8	
Š3/2000								
pH	3,07	3,51	3,75	4,3	7,06			
SO_4^{2-} mg/kg	15 500	17 283	23 663	36 502	59 153			
SO_4^{2-} mmol/kg	161,3	179,9	246,3	380	615,8			
Ca^{2+}	0 mmol	1 mmol	2 mmol	3 mmol	4 mmol	5 mmol	15 mmol	30 mmol
ŠN/1999								
pH	2,45	3,21	3,65		5,62	6,92	9,81	11,06
SO_4^{2-} mg/kg*	16 450	21 604	22 427		28 188	270,5	32 611,5	32 611,5
SO_4^{2-} mmol/kg*	171,2	224,9	233,46		293,4	25 990,8	339,5	339,49
SO_4^{2-} mmol/kg**	601,5	790,23	820,3		1030	950,7	1192,9	1192,86
ŠD3/2000								
pH	4,33	6,27	7,35					
SO_4^{2-} mg/kg		2861,4	4286					
SO_4^{2-} mmol/kg		29,78	44,62					
ŠD7/2000								
pH	2,89	4	4,73	5,22	6,98	7,38		
SO_4^{2-} mg/kg		2028	4448,5	6035,7	8584,3	9534,2		
SO_4^{2-} mmol/kg		21,11	46,31	62,83	89,36	99,25		

* – namerané hodnoty vo vzorke obsahujúcej len 28 % fázy rozpustnej v 1M HCl. ** – 100 % okrová fáza
* – values detected in samples with 28 % of ochre phases (dissolved in 1M HCl). ** – 100 % ochre phases

je v práci Dubíkovej (1999), Líškovej et al. (1999), Lintnerovej et al. (1999b) a Šuchu et al. (1997).

V hlbokom zárezе štátnej cesty do Banskej Belej pod haldou možno na jednom mieste pozorovať tvorbu okrových zrazenín z vody, ktorá preteká pod povrchom – cez pôdny substrát (Šucha et al., 1997; Lintnerová et al., 1999a). Pretekanie sa prejavuje menšími mokrými plochami na degradovanej pôde aj v najsuchšom období roka (Lintnerová et al., 1999a). Vzorka z okrovej kopy z jarku pri ceste je v tab. 2 označená ako Š4/2000, tvorí ju prevažne ferihydrit a vzniká pri pH 5,7 až 6,4 (tab. 2). Zastúpený môže byť aj goethit a niektoré vzorky (z rokov 1996–2000) obsahovali aj sadrovec.

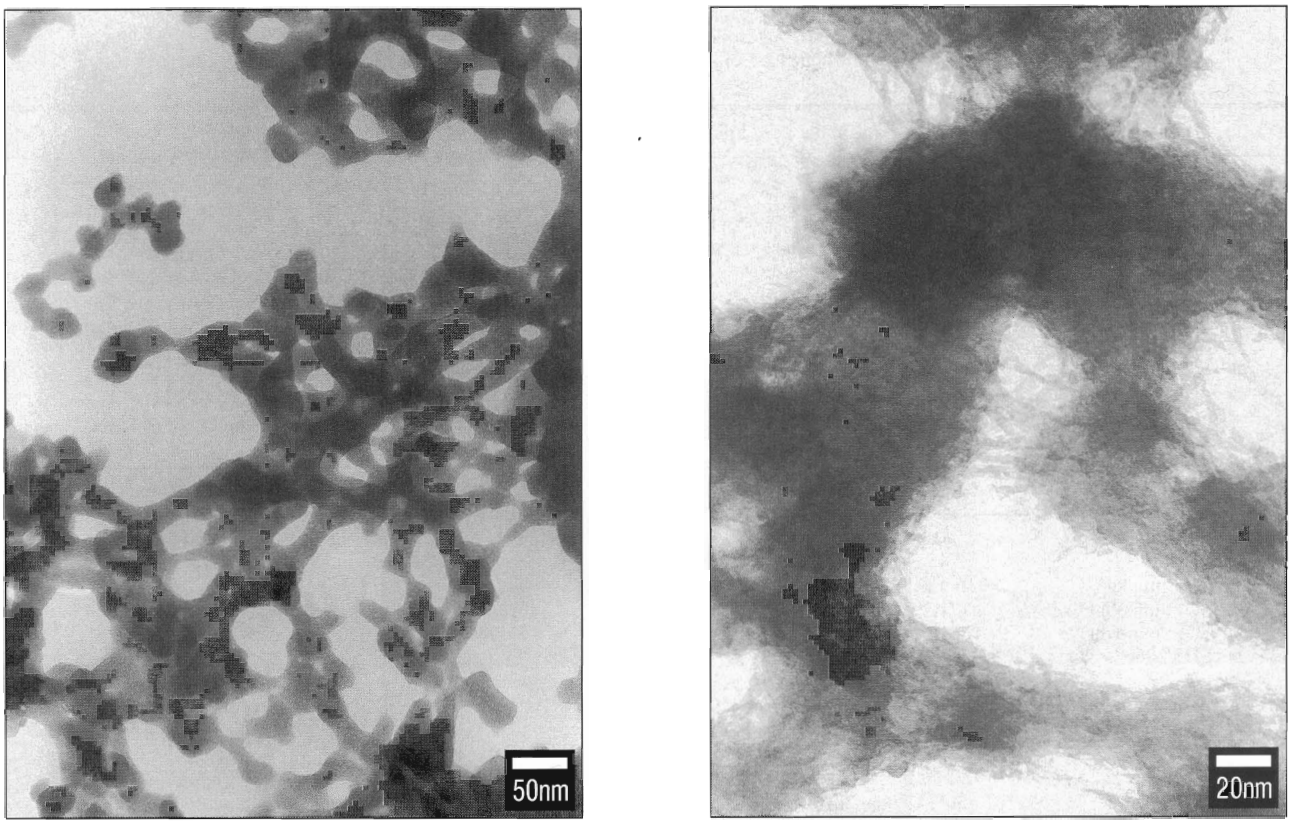
Aj v už spomenutom systéme pasívneho čistenia (terénny úvodný projekt bioreaktora; Šottník, 2000; Šottník a Šucha, 2001) vody pod šobovskou banskou haldou sa tvorili oxyhydroxidové zrazeniny Fe, a to pri veľmi nízkom pH. Aby sme získali sadu vzoriek zrazenín vznikajúcich v širokom rozsahu pH, analyzovali sme niekoľko vzoriek z uvedenej pokusnej čistiarne a jednu sme zaradili do experimentálneho súboru (tab. 2). V zrazeninách sme identifikovali len schwertmannit. Jeho prítomnosť podporuje hlavne vysoký obsah síranov v zrazenine, ktorý znevýhodňuje tvorbu ferihydritu. Napriek nízkemu stupňu vykryštalizovania a prítomnosti najskôr schwertmannitu podiel rozpustný v oxalátovom pufri je dosť nízky (tab. 2). Je možné, že vysoký obsah organických látok v čističke ovplyvňuje aj vlastnosti oxyhydroxidových minerálov Fe.

Z drenážneho systému odkaliska Sedem žien pri Banskej Belej neďaleko od Šobova sme odoberali okrové zrazeniny v rokoch 1998 až 2001 (Líšková et al., 1999; Lintnerová, 2000). Odkalisko vzniklo z materiálu z úpravne polymetalického ložiska Nová šachta, kde sa už vyše 10 rokov neťaží. Na experiment sme vybrali vzorky odobraté už v období dokončievania rekultivácie odkaliska (zavezenie povrchu, odstránená vodná nádrž pod odkaliskom). Tieto zrazeniny vznikajú v neutrálnom prostredí rovnako ako vzorky z odkaliska pri Smolníku a tvorí ich veľmi jemnozrnný goethit (tab. 2). Sú pomerne dobre vykryštalizované a majú vysoký merný povrch.

Výsledky laboratórnych neutralizačných pokusov

Sorpcia kovov pri tvorbe zrazenín

Neutralizáciou šobovskej vody sa vytvorili okrové zrazeniny, ktoré sme získali v rozsahu pH od 2,53 do 7,13 (tab. 3). V rovnakom rozsahu pH sme po oddelení zrazeniny zároveň získali a analyzovali sedem roztokov. Tvorbu oxyhydroxidových, oxyhydroxysíranových alebo hydroxysíranových zlúčenín resp. minerálnych fáz Fe



Obr. 5. V TEM mikroskope možno zistiť stav vykryštalizovania oxyhydroxidov Fe vyzrážaných v laboratóriu z kyslej banskej vody zo Šobova A – amorfné agregáty vzniknuvšie v neutrálnom prostredí. B - agregáty amorfných častíc a vláknitých protokryštálov vznikajúcich pri pH 2.53.

Fig. 5. Transmission electron microscope (TEM) photographs document the various crystallization case of iron oxyhydroxide precipitates, formed by neutralization of the acid water by NaOH in the laboratory. A – amorphous aggregates are precipitated in neutral condition, B – amorphous aggregates with fibrous proto-crystals formed in acid condition (pH 2.53).

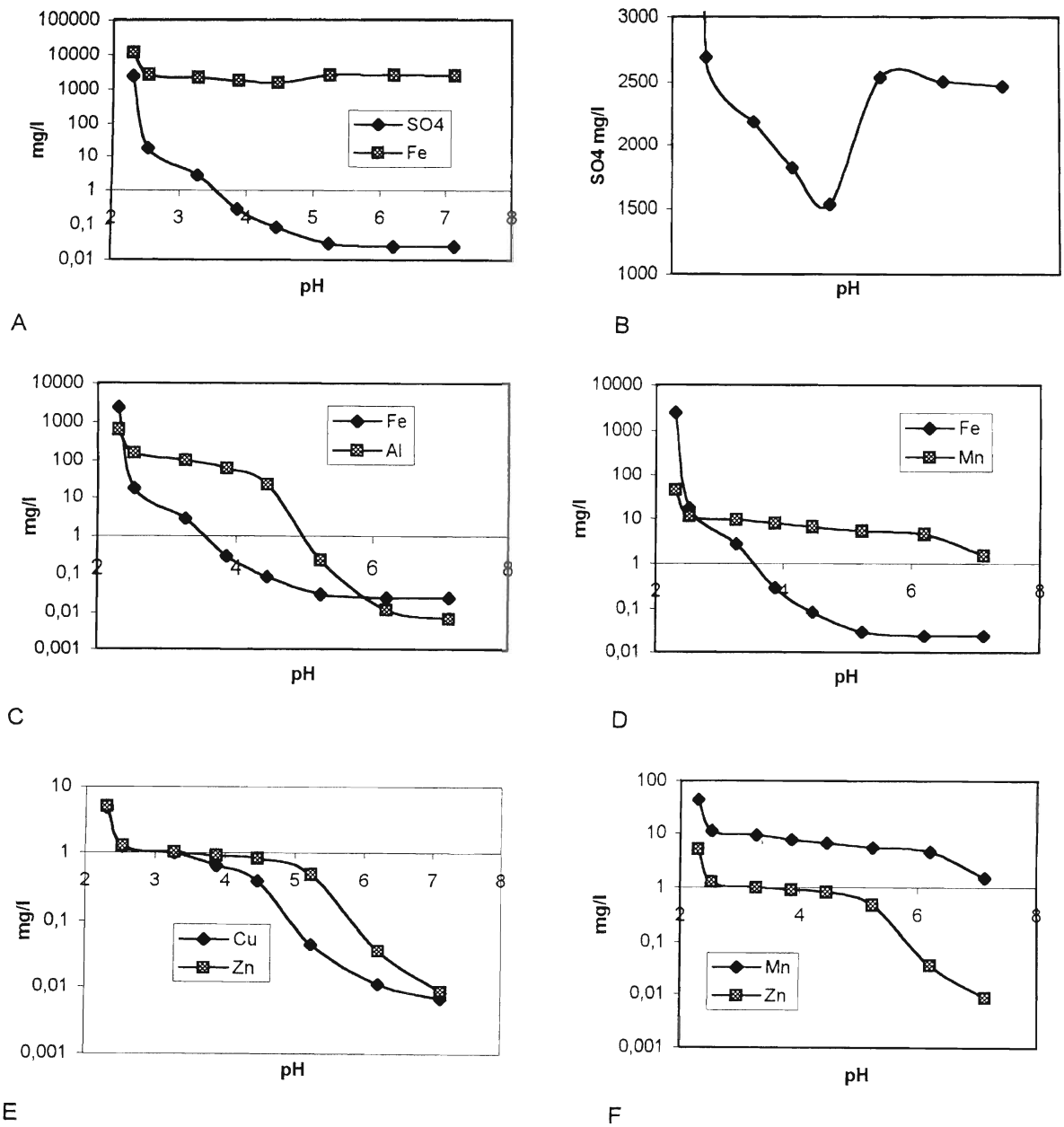
vo forme okrovej zrazeniny (obr. 5) sprevádza pokles obsahu sledovaných prvkov vo zvyškovom roztoku. Postupný pokles koncentrácie kovov v roztokoch znázorňuje obr. 6, pričom prvá hodnota zodpovedá počiatočnej koncentrácii prvku a síranov vo vode a pôvodnému pH. Už pri prvom, relatívne malom zvýšení pH (o 0,23) výrazne poklesla koncentrácia hlavných zložiek vody – Fe (z 2454 mg/l na 17,35 mg/l) a síranov (z 11 700 mg/l na 2690 mg/l; tab. 3, obr. 6A, B). Pokles Fe je sledovateľný aj pri ďalšom zvyšovaní pH, avšak pri síranoch sa tento trend mení. Pri vyššom pH – nad 4,5 – koncentrácia síranov vo zvyškových roztokoch postupne rastie (obr. 6B). Pri pH 7,13 vzrástol obsah síranov v roztoku až na 2467 mg/l, čo ukazuje na postupný pokles schopnosti zrazeniny zachytávať sírany alebo na čiastočnú desorpciu síranov s rastúcim pH (obr. 6B). Tento proces sme podrobnejšie sledovali v experimente s prírodnými vzorkami a opisujeme ho v nasledujúcej časti.

Pokles koncentrácie kovov v roztoku pri tvorbe zrazenín znázorňujú grafy na obr. 6A, 6C až F. Výrazný pokles Al vidno až po pH 5, čo je v súlade s poznatkami o mobilizácii Al v prírodných podmienkach. Napríklad na lokalite Šobov sme opakovane pozorovali, že pri poklese pH pod 4,5 obsah potenciálne toxického Al vo vode rastie a už takáto slabokyslá (pH 4,5–5) povrchová voda má „nadlimitný" obsah Al (vyše 3 mg/l). Obsah Al v roztoku však klesá podstatne pomalšie ako obsah Fe (obr. 6C).

Pri postupnej neutralizácii a raste pH nad 3 prechádza Cu, Zn a Mn z roztoku do pevnej fázy. Ako ukazujú grafy, obsah uvedených prvkov klesá rozdielnou intenzitou vzhľadom na rastúce pH, ale aj vzhľadom na mieru poklesu Fe (obr. 6C, D, tab. 3). Obsah Zn klesá relatívne pomalšie ako obsah Cu (obr. 6E). Zo sledovaných kovov najdlhšie v rozpustenej forme zostáva Mn a jeho vysoký obsah v roztoku sme zaznamenali ešte aj pri pH 5,5 až 6.

Keďže celková koncentrácia kovov v pôvodnej vode je známa, možno zhodnotiť aj postupné pribúdanie kovov v pevnej fáze (obr. 7). Pôvodná vzorka vody predstavuje 100-percentnú koncentráciu kovu alebo síranov. Znovu vyniká odlišný trend zachytávania/uvoľňovania (sorpcie/desorpcie) síranov, ale aj priamy vzťah pH a prechodu kovov do pevnej fázy (obr. 7A, B). Konečný obsah kovov v zrazenine je takmer rovnaký ako v pôvodnej vode. Najstrmšiu krivku má Fe, kde už pri pH 3,87 (obr. 7A) je skoro celé v pevnej fáze. Táto krivka vlastne potvrdzuje možnosť tvorby Fe oxyhydroxidových zlúčenín vo veľmi kyslom prostredí, ako je to známe z prírodných podmienok (tab. 2; pH je uvedené v opise vzoriek).

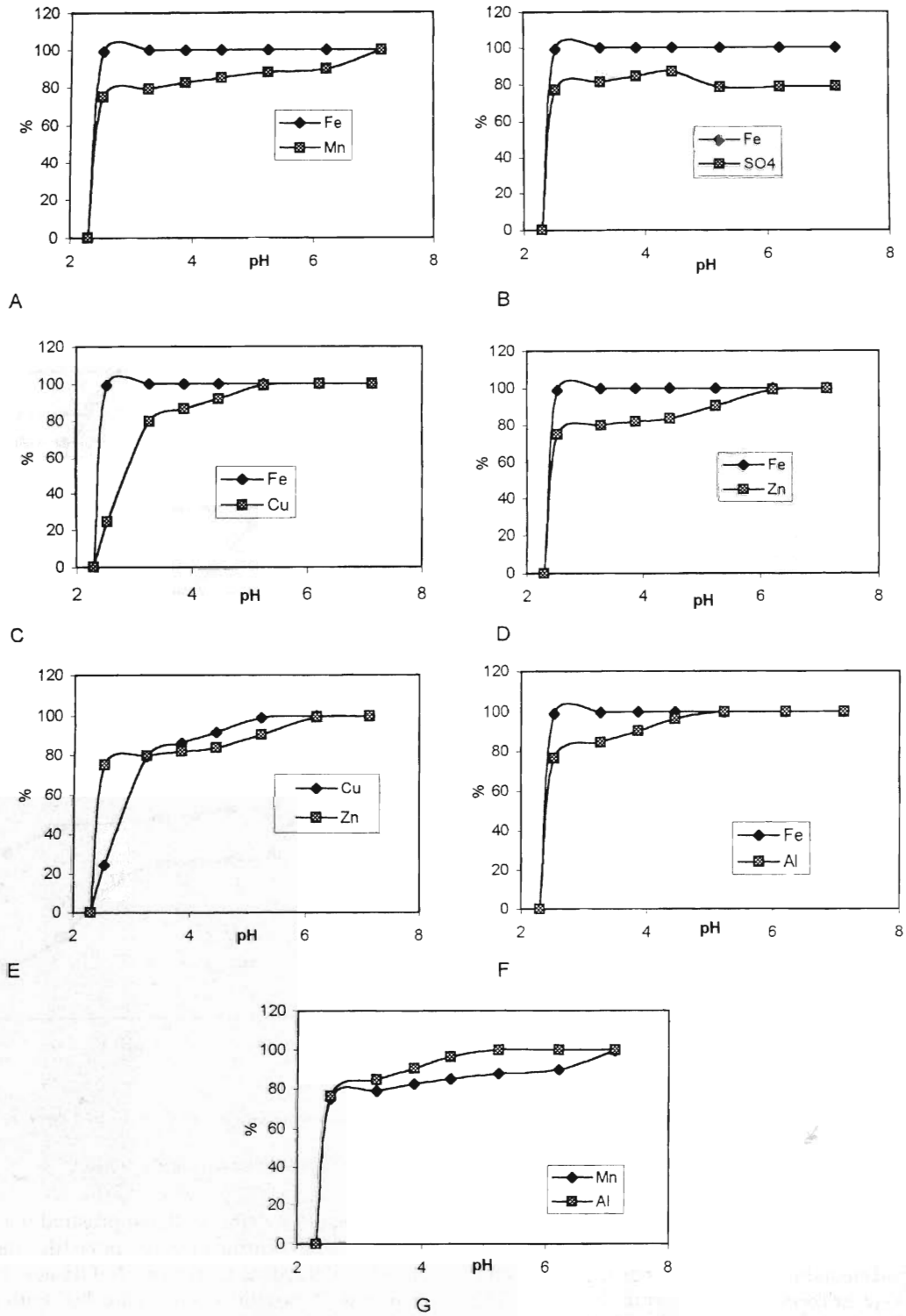
Predpokladáme, že vysoký obsah Na z neutralizačného činidla (0,1 M NaOH) môže ovplyvniť tvorbu



Obr. 6. Pri postupnej neutralizácii kyslej banskej vody resp. pri raste pH klesal obsah rozpustených kovov (A, C–F) a menil sa obsah síranov (A, B), ako to dokumentujú grafy.

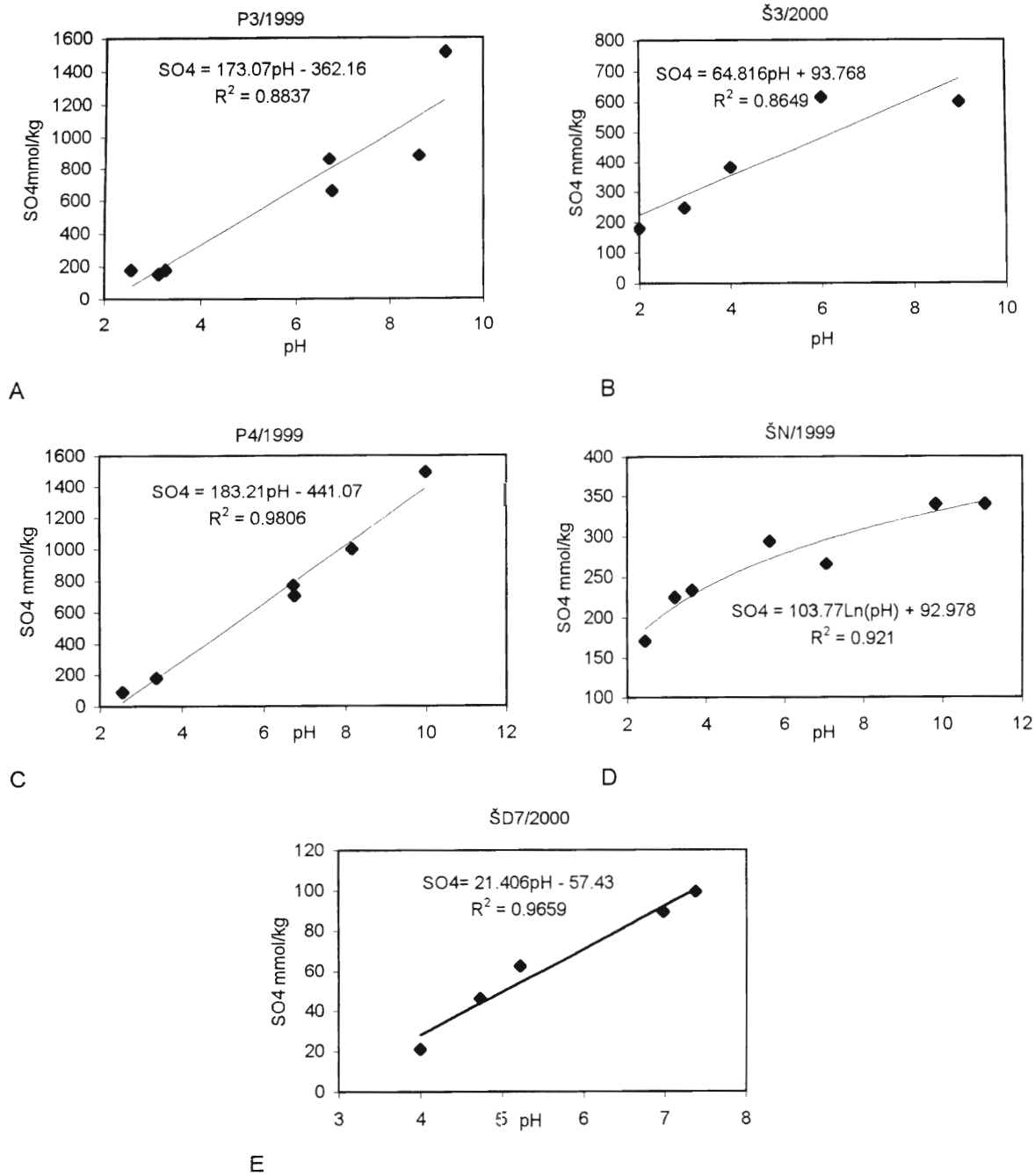
Fig. 6. Gradual neutralization of acid mine water decreases the metals (A, C–F) and sulfates (A, B) water concentrations.

minerálnych fáz, a preto sme zisťovali aj minerálne zloženie novoutvorených fáz. Ako vidno z obrázkov z TEM, experimentálne zrazeniny sa navzájom odlišujú. Na obr. 5A je zrazenina, ktorá vznikla pri pH 7,13 a na obr. 5B vyzrážaná v kyslom prostredí (pH 2,53). Zrazeninu z kyslého prostredia tvoria vláknité až ihličkovité agregáty a veľmi pripomína ihličkovité agregáty schwertmannitu alebo ferihydritu opísané napr. zo Smolníka (Lintnerová, 1996; Lintnerová et al., 1999b). Rtg. difrakčný záznam indikuje prítomnosť extrémne jemnozrnnej fázy, najskôr schwertmannitu (Bigham, 1994; Bigham et al., 1990; Lintnerová, 1996; Trtíková et al., 1999). Napriek veľmi kyslému prostrediu a prítomnosti síranov sme tvorbu jarositu nezistili (napríklad Na jarosit). Vzhľadom na použitý NaOH nevylučujeme ani prítomnosť goethitu, hoci sme ho neidentifikovali. Vzorka na obr. 5A je takmer amorfná, čo je na prvý pohľad v protiklade s opísanými zrazeninami z odkalísk. Detailnejšia analýza minerálnych fáz si vyžaduje ďalší výskum. Analýza vzoriek zrazenín signalizuje, že v kyslých podmienkach pri rýchlej tvorbe zrazenín prebieha rýchla kryštalizácia. Kryštalizácia sa prejavuje tvorbou vláknitých až ihličkovitých kryštálov (obr. 5B), čo sa nepozorovalo v zrazeninách vzniknutých v slabo



Obr. 7. Zachytávanie (spoluvyzrážanie alebo sorpcia) kovov a síranov v oxyhydroxidových zrazeninách Fe pripravených v laboratóriu z kyslej banskej vody zo Šobova v závislosti od pH. Obsah je vyjadrený v %. 100-percentný obsah predstavuje obsah kovov alebo síranov v banskej vode. Graf A, C–E dokumentujú, že 96 % Mn a vyše 99 % ostatných pôvodne rozpustených kovov prešlo do zrazeniny. B – v rozsahu pH 4–5 vznikajúce zrazeniny majú najvyšší obsah síranov – 87 % obsahu síranov v banskej vode. Pri ďalšom raste pH časť síranov prechádza naspäť do roztoku.

Fig. 7. Relations between pH and the metals and sulfates attenuation (coprecipitation or sorption) by iron oxyhydroxide precipitates prepared in laboratory from Šobov acid mine water. Contents are expressed in weight %. 100 % – the original metals and sulfates concentrations of acid water. A, and C–F plots document, that 96 % of Mn and 99 other elements (dissolved in waters) are in the solid phases after neutralization. B. In the pH range 4 to 5 the precipitate contains the most sulfates – 87 % of the original acid water content. When pH more increased, sulfates removed (desorbed) into the solution.



Obr. 8. Uvoľňovanie síranov z prírodných oxyhydroxidových zrazenín vznikajúcich v silno kyslých podmienkach pri postupnej neutralizácii 1 až 40 mmol roztokom $Ca(OH)_2$.

Fig. 8. Release of sulfates from natural mine oxyhydroxide precipitates formed in strong acid conditions due to gradual neutralization by 1 to 40 mmol $Ca(OH)_2$ in the laboratory.

kyslých až neutrálnych podmienkach. Tieto poznatky však pokladáme iba za orientačné.

Neutralizácia prírodných vzoriek

Z analýzy extraktov získaných neutralizáciou prírodných vzoriek sa potvrdilo, že sa z Fe okrových zrazenín (tab. 4, 5, 6, obr. 8) uvoľňujú sírany, ale podľa očakávania nie Fe alebo iné sledované kovy, čo potvrdila chemická analýza extraktov. Kovy v extraktoch sme nezistili. Potvrdila sa tak stabilita naviazania kovov v zrazeninách, čo je v súlade s predchádzajúcim pokusom, teoretickými poznatkami, ako aj výsledky terénneho výskumu (Líšková et al., 1999; Lintnerová et al., 1999b; Schwertmann a Taylor, 1989).

Sírany sa uvoľňujú pri použití roztoku $Ca(OH)_2$ aj pevného $CaCO_3$. V tab. 4 je obsah síranov uvoľnených

obidvomi činidlami zo šiestich vzoriek, ktoré viac-menej reprezentujú prostredie vzniku zrazenín v celom rozsahu pH. Pri použití $CaCO_3$ sme robili jednu extrakciu s prídavkom pevného činidla (0,25 g). Konečné pH sa odlišuje (6,76 až 7,56), ale v podstate odráža vytvorenie stavu nasýtenia alebo rovnováhy v reakčnej zmesi prírodných zrazenín (tab. 4). Ďalší prídavok uhličitanu neposúva pH smerom k alkalickej reakcii a dokumentuje „pufračný" efekt $CaCO_3$ v danom systéme. Množstvo uvoľnených síranov uvedenými činidlami je celkovo podobné (tab. 4), odlišuje sa približne v rozpätí 20 %, ak výsledky vzťahujeme na rovnakú hodnotu pH.

V tab. 5 možno porovnať obsah síranov vo vode uvoľnených pri neutralizácii zrazenín (pH N) a po celkovom rozpustení v 1M HCl (SO_4 HCl). Z výsledkov vyplýva, že pri neutralizácii vzoriek okrových zrazenín sa uvoľňuje 40 až 60 % z celkového obsahu síranov. Vo vzorkách s vyšším obsahom iných minerálov, ako sú oxyhydroxidy Fe, je takéto porovnanie zložitejšie. Vysokú desorpciu signalizuje vzorka z nádrže, v ktorej je aj jarosit, a podobne aj vzorka silnokyslej pôdy (ŠD7/2000) obsahujúca sadrovec a jarosit.

Na neutralizáciu silnokyslých vzoriek bolo treba extrakciu opakovať a pridávať roztok s vyšším obsahom Ca (pozri tab. 6). Celkový priebeh uvoľňovania síranov z kyslých vzoriek je graficky zhodnotený na obr. 8. Ten potvrdzuje rast množstva uvoľňovaných síranov, ako aj to, že desorpcia pokračuje aj v alkalickom prostredí. Priebeh desorpcie je lineárny a z najkyslejších vzoriek sa pri pH 10 uvoľnilo až takmer 90 % z celkového obsahu síranov (tab. 6). Výsledky neutralizácie vzorky z nádrže ŠN/1999 s približne 70-percentným podielom iných ako Fe (sekundárnych) minerálov signalizujú, že desorpcia nie je úplne lineárna, ako to dokumentuje obr. 8D. Môže to súvisieť s prítomnosťou ílových minerálov, ale aj s tvorbou jarositu. Môže sa rozpúšťať síran, ktorý vzniká a je stabilný v silnokyslom prostredí. Desorpcia síranov z kyslej degradovanej pôdy však prebiehala znovu lineárne (obr. 8E).

Diskusia

Výsledky experimentálneho výskumu majú predovšetkým pomáhať pri interpretácii výsledkov z jestvujúcich prírodných systémov, aj keď ich priama implantácia nie je zvyčajne možná a ani sa nerobí. My sme sa zamerali na modelovanie zmeny pH roztoku (prostredia) a jeho vplyvu na zachytávanie kovov a síranov v pevných fázach vznikajúcich z banskej vody. Problematika sorpcie, spoluvyzrážania, tvorby povrchových komplexov s katiónmi alebo s aniónmi (ligandmi) oxyhydroxidovými zlúčeninami (minerálmi) sa začala študovať dávnejšie, ale v spojitosti s kyslou vodou alebo s riešením nepriaznivého environmentálneho vplyvu banského odpadu na prostredie je stále málo preskúmaná (Harrison a Berkheiser, 1982; Chapman et al., 1983; Jambor a Bigham, 1994; Kooner, 1993; Schwertmann a Taylor, 1989; Schwertmann a Fischer, 1981; Stumm a Sulzberger, 1992, a i.). Prác zaoberajúcimi sa týmito otázkami stále pribúda. Nové výsledky a poznatky sú potrebné aj pri výskume jednotlivých banských regiónov (Fuge et al., 1994; Bigham, 1994; Early, 1999; Cambier a Charlatka, 1999; Lintnerová et al., 1999a, b, 2000; Rosse a Elliot, 2000; Brake et al., 2001). Banský odpad rozličného druhu môže poškodzovať prostredie, najmä povrchové a podzemné vody, veľmi dlhý čas, a preto treba zhodnotiť dosah a intenzitu očakávaných procesov. Ešte jednoznačnejšie poznatky sa vyžadujú, ak sa má banská voda čistiť a ak sa pripravuje postup na čistenie tejto často veľmi špecifickej vody. Potvrdilo sa to aj pri overovaní pasívnych systémov čistenia banskej vody v obidvoch regiónoch (Šottník, 2000; Šottník a Šucha, 2001). Výsledky úvodných projektov, ale aj predchádzajúce práce ukázali, že pasívne systémy nie sú práve pri znižovaní obsahu síranov vo vode veľmi účinné (Wilderman a Updegraff, 1997; Šottník, 2000). Overovaná neutralizačná desorpcia síranov môže prispievať k mobilizácii síranov, a to nielen v súvislosti s banským odpadom. Vyšší obsah síranov sa objavuje aj vo vode v okolí priemyselných aglomerácií alebo aj vo vode pochádzajúcej z oblastí s karbonátovými horninami, alebo zo sedimentárnych panví s významným podielom karbonátov (Rosse a Elliott, 2000; Stumm a Sulzberger, 1992; Brake et al., 2001). Všeobecne možno konštatovať, že sa pri čistení vody s použitím neutralizačných látok (vápenec, vápno) môžu uvoľňovať sírany. Študovaný neutralizačný proces sa môže využívať a kombinovať s inými procesmi (redoxné reakcie) v rozličnom prostredí, čím sa jeho účinok modifikuje. Takáto komplikovaná situácia sa dá očakávať aj v banských odkaliskách. Celý systém je ovplyvňovaný prítomnosťou rôznych technologických látok (okrem iného aj vápna), ktoré sa môžu používať pri získavaní rudných koncentrátov. Ako ukazujú analýzy drenážnej vody (tab. 1; Cicmanová, 2001), sulfidické odkaliská môžu byť zdrojom kovov, ale voda takmer vždy má vysoký obsah síranov. Na odkaliskách obidvoch študovaných lokalít sa možno stretnúť s prejavmi sadrovcového zasolenia, ale aj okysľovania povrchových i rekultivačných vrstiev. Je to dôsledok vylúhovania technologických látok a postupujúcej oxidácie sulfidických minerálov. Tieto procesy prebiehajú v povrchových vrstvách, kde je najľahšia dostupnosť a výmena vzdušného kyslíka a vody (Líšková et al., 1999; Lintnerová, 2000). Je pravdepodobné, že sulfidické odkaliská budú produkovať kovy a sírany aj po rekultivácii.

V okolí baní, háld a pod odkaliskami sa tvoriace oxyhydroxidy Fe efektívne zachytávajú prevažnú časť Fe a potenciálne toxických kovov. Dokazujú to aj analýzy vzoriek okrových zrazenín použitých na laboratórny výskum, väčšinou už publikovaných v citovaných prácach. Spoluvyzrážanie a sorpcia sú pravdepodobne dva najvýznamnejšie mechanizmy zachytávania kovov oxyhydroxidmi Fe. Určiť, ktorý z nich pri tvorbe zrazenín dominuje je dosť ťažké, pretože vznikajúce fázy sú prakticky amorfné (obr. 5). To, že zachytávanie kovov závisí od pH a koncentrácie rozpustených látok resp. iónovej sily roztokov, odráža vzťah k zmenám povrchového náboja oxyhydroxidových fáz, najmä Fe, ale aj Al a iných kovov

(Schindler, 1981; Stumm a Sulzberger, 1992; Alpers et al., 1994).

Vznikajúce oxyhydroxidové zrazeniny Fe môžu byť zastúpené niekoľkými minerálnymi fázami (Bigham, 1994; Murad et al., 1990; Schwertmann a Taylor, 1989). Ako sme už uviedli, tieto uloženiny sú z častíc veľkých spravidla desiatky až stovky nm (obr. 5), a preto ich môže veľmi ľahko prenášať voda aj vo forme suspenzie (obr. 1 až 3). Na niektorých miestach sa hromadia (Šucha et al., 1996), ale prostredníctvom tokov sa môžu dostávať aj do väčšej vzdialenosti, kde je ich prítomnosť – pre „riedenie" inými sedimentmi – menej zjavná ako priamo pod odkaliskom. Analýzy dnových sedimentov zo Smolníckeho potoka z roku 1995 dokumentovali vzťah medzi obsahom prvkov v sedimentoch a tvorbou okru z banskej vody, ale vo väčšej vzdialenosti od zdroja sa nesledoval (Lintnerová in Jaško et al., 1996; Lintnerová et al., 1999). Analýzy prírodných zrazenín zo Smolníka indikujú možnosť migrácie As vodou zo zatopenej bane, ale najmä v pórovom systéme odkaliska. V zrazeninách zo smolníckeho odkaliska sa koncentrujú priemerne až tisícky mg As na 1 kg zrazeniny, aj keď voda nemá vyšší obsah As. Z hľadiska dlhodobého až trvalého pôsobenia banského (pevného) odpadu na prostredie si zrejme treba všímať aj nízke („podlimitné") koncentrácie kovov v banskej vode a hromadenie kovov v novoutvorených fázach. Tieto poznatky by sa mohli využiť pri sledovaní a vysvetľovaní znečistenia v širšom okolí zdroja.

Záver

V práci sme sa zamerali na vysvetľovanie a demonštráciu významu zmeny pH pri zachytávaní (sorpcii) a uvoľňovaní (desorpcii) síranov a kovov z banskej vody alebo z roztokov z banského odpadu. Potvrdilo sa, že pri raste pH sa z kyslej vody vyzráža Fe vo forme oxyhydroxidových, ale aj oxyhydroxysíranových zrazenín, ktoré zachytávajú rozpustené kovy. Výsledky zrážania banskej vody zo Šobova ukázali závislosť pH a sorpcie Al, Mn, Zn a Cu a síranov. V laboratóriu pripravené zrazeniny zachytili 96 % Mn a vyše 99 % Fe, Al, Zn a Cu.

Sorpcia síranov (aniónov, ligandov) prebieha iným spôsobom ako sorpcia kovov. Pri raste pH klesá schopnosť zrazenín zachytávať sírany alebo spätne ich uvoľňovať z pevnej fázy do vody. Tento proces sme osobitne overovali aj na sade prírodných zrazenín tvorených oxyhydroxidmi Fe.

Lineárny priebeh desorpcie sa potvrdil v celom pH rozsahu neutralizácie prírodných zrazenín a dokázalo sa, že prebieha aj v alkalickom prostredí. Tento experiment je možné pomerne dobre aplikovať nielen na prírodné banské systémy, ale aj na rozličné čistiarne odpadovej vody a nebanské prírodné systémy.

Poďakovanie. Práca vznikla v rámci projektu výskumu negatívneho vplyvu banskej činnosti a odpadu na prostredie (grant VEGA 1/7294/2) v rokoch 2000–2001. Časť jej výsledkov bola zaradená aj do diplomovej práce B. Šefčíkovej. Ďakujeme kolegom a učiteľom Prírodovedeckej fakulty UK, ktorí nám pri práci pomáhali, najmä M. Čaplovičovej, P. Šottníkovi, V. Šuchovi, pracovníkom Geologického ústavu Prírodovedeckej fakulty UK za kvalitné analytické práce, L. Puškelovej z GÚ SAV za rtg. analýzy a recenzentom za starostlivé posúdenie rukopisu.

Literatúra

Adamcová, R., Šucha, V., Matys, M., Madsen, F. T & Križáni, I., 1998: Sludge deposits around the mining town of Banská Štiavnica – environmental and geochemical problems. *In: R. W Sarsby (ed.): Contaminated and derelict land. Green 2. Proceeding.*

Bowell, R. J., 1994: Sorption of arsenic by iron oxides and oxyhydroxides in soils. *Appl. Geochem., 9, pp. 279–286.*

Bigham, J. M., 1994: Mineralogy of ochre deposits formed by sulfide oxidation. *In: Blowes, W and Jambor, J. L. (eds.): The environmental geochemistry of sulfide mineral-wastes. Mineral. Assoc. Canada, Waterloo, 22, pp. 103–132.*

Bigham, J M., Schwertmann, U., Carlson, L. & Murad, E., 1990: A poorly crystallized oxyhydroxysulfate of iron formed by bacterial oxidation of Fe (II) in acid mine waters. *Geochim. cosmochim. Acta, 54, pp. 2743–2758.*

Brake, S. S., Connors, K. A. & Romberger, S. B., 2001 A river runs through it: impact of acid mine drainage on geochemistry of West Little Sugar Creek pre and post reclamation at the Green Valley coal mine, Indiana, USA. *Environmental Geol., 40, pp. 1471–1481.*

Cambier, P & Charlatka, R., 1999: Influence of reducing condition on the mobility of divalent trace metals in soils. *In: H M. Selim and I K. Iskander (eds.): Fate and transport of heavy metals in the vadose zone. Ann. Arbor Press, Chealsea, Michigan, pp. 159–175.*

Cicmanová, S., 2001: Banské vody rudných ložísk ako špecifický zdroj znečistenia povrchových vôd. *In: Geochémia 2001 s. 45–50.*

Cicmanová, S., Lukaj, M. & Račický, M., 1999: The Slovak mine waters – possibility of utilization. *Slovak geol. magaz., 5, 1–2, pp. 85–91*

Dubíková, M., 1999: Stabilita ílových minerálov v slabokyslom prostredí. [Dizertačná práca.] *Bratislava, PF UK, 169 s.*

Eary, L. E., 1999: Geochemical and equilibrium trends in mine pit lake. *Appl. Geochem., 14, pp. 963–987*

Fuge, R., Pearce, F. M., Pearce, N. J. G. & Perkin, W. T., 1994: Acid mine drainage in Wales and influence of ochre precipitation on water chemistry. *In: C. N. Alpers and D. W. Blowes (eds.): Environmental geochemistry of sulfide oxidation. Amer. Chem. Soc., 550, pp. 261–275.*

Harrison, J. B. & Berkheiser, V. E., 1982. Anion interactions with freshly prepared hydrous iron oxides. *Clays and Clay Miner., 30, pp. 97–102.*

Chapman, B. M., Jones, D. R. & Jung, R. F., 1983: Processes controlling metal iron attenuation in acid mine drainage streams. *Geochim. cosmochim. Acta, 47, pp. 1957–1973.*

Jambor, J. L. & Blowes, D. W., 1994: Short course handbook on environmental geochemistry of sulfide mine-wastes. *Mineral. Assoc Canada Newslett., 22, 438 p.*

Jaško, V., Cicmanová, S. & Gajdoš, V., 1998: Smolník: hydrogeologické a hydrochemické problémy územia po likvidácii a zatopení vydobytého ložiska pyritových rúd. *Podzemná voda, Bratislava (Slovakia) 4, s. 118–129.*

Jaško, V., et al., 1996: Smolník: komplexné hydrogeologické a hydrochemické posúdenie ložiska Cu-Fe rúd. Správa, Aquipur Bratislava. *Archív Geofondu. 124 s.*

Jaško, V., et al., 1998: Smolník – Monitoring vývoja kvality vôd ložiska Cu-S rúd. [Ročná záverečná správa.] *Bratislava. s. 4–51.*

Kooner, Z. S., 1993: Comparative study of adsorption behavior of copper, lead, and zinc onto goethite in aqueous system. *Environmental Geol., 21, pp. 242–250.*

Lintnerová, O., 1996: Mineralogy of Fe-ochre deposits formed from acid mine water in the Smolník mine (Slovakia). *Geol. Carpath., Clays, 5, pp. 55–63.*

Lintnerová, O., 2000: Oxidation and acidification of the reclamated mine tailing impoundments, Banská Štiavnica and Smolník mines, Slovakia. Prague 2000.

Lintnerová, O., 2001. Uvoľňovanie síranov z Fe^{3+} krových zrazenín tvoriacich sa z banských vôd. Geológia a životné prostredie. *Bratislava 2001, ŠGUDŠ, s. 105–109.*

Lintnerová, O., 2002: Vplyv ťažby nerastných surovín na životné prostredie. *Univerzita Komenského Bratislava (v tlači).*

Lintnerová, O., Líšková, M. & Kušnierová, M., 1999a: The environmental impact of acidification in the Banská Štiavnica mining area. *Geol. Carpath., 50, pp. 190–191* (Special issue, October 1999).

Lintnerová, O., Šucha, V. & Streško, V., 1999b: Mineralogy and geochemistry of acid mine Fe precipitates from the main Slovak mining regions. *Geol. Carpath., 50, pp. 395–404.*

Líšková, M., Lintnerová, O. & Pauditš, P., 1999: Acidifikácia prostredia na odkalisku Sedem žien pri Banskej Štiavnici. *Mineralia Slov., 31, s. 131–142.*

Nickson, R. T., McArthur, J. M., Ravenscroft, P., Burgess, W. G. & Ahmed, K. M., 2000: Mechanism of arsenic release to groundwater, Bangladesh and West Bengal *Appl. Geochem., 15, pp. 403–413.*

Rose, S. & Ghazi, A. M., 1997: Release of sorbed sulfate from iron oxyhydroxides precipitated from acid drainage associated with coal mining. *Environ. Sci. Technol., 31, pp. 2136–2140.*

Rose, S. & Elliot, W. C., 2000: The effects of pH regulation upon the release of sulfate from ferric precipitates formed in acid mine drainage. *App. Geochem., 15, pp. 27–34.*

Schwertmann, U. & Fischer, W. R., 1973: Natural "amorphous" ferric hydroxide. *Geoderma, 10, pp. 237–247.*

Schwertmann, U. & Taylor, R. M., 1989: Iron oxides. *In: J. B. Dixon & S. B. Weed (eds.): Minerals in soil environment. Soil Sci. Soc. America, Medison, Wisconsin, pp. 379–438.*

Stumm, W. & Sulzberger, B., 1992: The cycling iron in natural environment: consideration based on laboratory studies of heterogeneous redox processes. *Geochim. cosmochim. Acta, 56, pp. 3233–3257.*

Sidle, W. C., Wotten, B. & Murphy, E., 2001: Provenance of geogenic arsenic in Gosse River basin, Maine, USA. *Environmental Geol., 41, pp. 62–73.*

Šefčíková, B., 2002: Monitorovanie a zhodnotenie opatrení na likvidáciu kyslých banských vôd na lokalite Banská Štiavnica-Šobov. *Katedra ložiskovej geológie PF UK Bratislava. 67 s.*

Šottník, P., 2000: Pasívne čistenie kyslých banských vôd. [Doktorská dizertačná práca.] *PF UK Bratislava, 115 s.*

Šottník, P. & Šucha, V., 2001. Možnosti úpravy kyslého banského výtoku ložiska Banská Štiavnica-Šobov. *Mineralia Slov., 33, s. 53–60.*

Šucha, V., Kraus, I., Zlocha, M., Streško, V., Gašparovičová, M., Lintnerová, O. & Uhlík, P., 1997: Prejavy a príčiny acidifikácie v oblasti Šobova (Štiavnické vrchy). *Mineralia Slov., 29, 6, s. 407–416.*

Šucha, V., et al., 1995: Stanovenie stupňa rozsahu poškodenia krajiny v dôsledku ekologickej havárie na lokalite Banská Štiavnica-Šobov a odhad možností jej revitalizácie. *Manuskript. Bratislava, PF UK. 40 s.*

Trtíková, S., Kušnierová, M. & Chovan, M., 1999: Precipitation and chemical composition of iron ochres in the pyrite and stibnite deposits in the Malé Karpaty Mts. *Slov. geol. magaz., 5, 3, pp. 179–186.*

van Reeuwijk, L. P., 1995: Procedures for soil analysis. Technical paper. ISRIC, FAO, Netherland.

Wildeman, T. R. & Updegraff, D. M., 1997: Passive bioremediation of metals and inorganic contaminants. *In: Perspectives in environmental chemistry. Oxford, pp. 473–495.*

Uhlík, P. & Šucha, V., 1997: Distribúcia pyrofylitu ložiska Šobov a porovnanie jeho vlastností s pyrofylitom z Vígľašskej Huty. *Mineralia Slov., 29, s. 1.*

Iron oxyhydroxides attenuation and release (sorption/desorption) of metals and sulfates in sulfides mine wastes

Long time pollution of environment by acid mine water is important problem, which must be investigated in two mine areas of Slovakia – Banská Štiavnica and Smolník (Lintnerová, 1996, 2000, 2002; Šucha et al., 1995, 1996, and other; Figs. 1–4). Identification of environmental risk associated with mine waste required characterization and quantification of different processes in the field but also experimentally in the laboratory. One of the topics concerning sulfide deposits and acid mine drainage is problem of iron oxides. Secondary iron oxides (iron oxides, oxyhydroxides and oxyhydroxysulfates) precipitate in mines and mine waste frequently and attenuate dissolved metals and sulfates. These iron phases have important role in numerous geochemical and biochemical processes and can be imposed in various constructed passive and active systems of (mine) water cleaning. Goal of this work is documented sorption/desorption of metals and sulfates on the natural and laboratory prepared precipitates. Samples of precipitates were collected in the vicinity of the Smolník abandoned mine and tailing impoundment and the Šobov quarry and tailing impoundment near the Banská Štiavnica town.

Batch experiments were used to test the coprecipitation/adsorption of metals. The acid mine water from Šobov mine (pH 2.3) were mixed with various volumes of 0.1 M NaOH solution and seven neo-formed solids and rest solutions were obtained (in pH range 2.5 to 7.1) and analyzed. More than 96 % of Mn and 99 % of other metals dissolved in mine water (Fe, Al, Cu, Zn) were attenuated in solids (Tabs. 3 and 4, Figs. 6 and 7). Concentration of sulfate in the solution decreased maximally to 13 % of sulfate concentration of original mine water, and increased to 21 % of it in neutral settings. It was documented that pH condition modify intensity of crystallization of neo-formed phases. Very small fibrous proto-crystals were documented by TEM investigation in acid fresh precipitates (Fig. 5).

The release of sulfate from natural Fe^{3+} precipitates has been simulated in second set of experiments. Alkalinity generating agents $Ca(OH)_2$ and $CaCO_3$ were mixed with Fe^{3+} precipitates, composed of amorphous Fe oxyhydroxide, jarosite, schwertmannite and goethite formed in mines and tailing impoundment drainage waters in wide pH range (2.4–7.2). 40 to 60 weight percent of sulfates were removed or desorbed due to neutralization of precipitated (Tabs. 3–6, Fig. 7). The results of experiment indicated, that the aqueous sulfate concentration increased linearly with pH between 2.4 to 11. Experiment documented that sulfate can be remobilized and transported by water in wide range of slight-acid – to slight alkali conditions common in the field. It was documented that the mine waters and tailing drainage waters are commonly enriched by sulfates. (Tab. 1).

Mineralia Slovaca, 34 (2002), 233–240

Raw material aspects of the Baden culture ceramics: sites Bajč-Vlkanovo, Kamenín and Stránska (Slovakia)

DUŠAN HOVORKA[1], ĽUDMILA ILLÁŠOVÁ[2], LADISLAV ŠTEVULA[3], MARIAN DYDA[1] a GABRIEL NEVIZÁNSKY[4]

[1]Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Mlynská dolina, 842 15, Bratislava, Slovak Republic
[2]Faculty of Natural Sciences, Constantin the Philosopher University, Trieda A. Hlinku, 949 00 Nitra, Slovak Republic
[3]Geological Institute of the Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava, Slovak Republic
[4]Archaeological Institute of the Slovak Academy of Sciences, Akademická 2, 949 00 Nitra, Slovak Republic

(Received 7 July 2002)

Abstract

Splinters of the Baden culture paleoceramics from sites Bajč-Vlkanovo, Kamenín and Stránska, have been studied using stereoscopic and polarizing microscopes, electron microscope and X-ray diffraction methods. Similar character of starting raw material for paleoceramics fabrication was ascertained. The older ceramic crushed chips as additional components and major portion of quartz served as the fundamental fabrication components. The ceramics was burned at low temperatures (below 700 °C) under formation of burned zones 0.1–0.3 mm thick in which typical high temperature newly formed alumosilicates are absent. For pottery production no potter's wheel was used.

Key words: Baden culture ceramics, low (around 600 °C) temperature burning, low quality clays, also older ceramic fragments fabricants

Introduction

The Baden culture is one of the characteristic evolution stages in the Late Stone Age designated by some authors as the culture of people with fluted ceramics. This term has become known after the finds of treasure-trows in Baden, the Königshöhle in Lower Austria (Novotný et al., 1986). This culture has been extended in the second third of 3rd millennium B. C. on an extensive large territory of central Europe. The population of folks with fluted ceramics settled, besides of lowlands, also topographically high situated regions as e. g. Veľká Lomnica locality in Spiš county, but the habitation of cave spaces in the region was also included. For the folk of the Baden culture is characteristic the prevailing use of stone and ceramic raw materials but as the progress secured material the copper has begun to be used. From the territory of the nowadays Slovak Republic small objects from copper, especially broochs, needles and pendants, are known.

The study of the raw material, utilized for ceramic production and material composition of the Neolithic ceramics in the Slovak realm did not receive a sufficient attention. Probably the most complex results achieved by exact laboratory methods are given by Bareš and Lička (1976). The authors presented within the frame of a complex ceramic study from Praha-Dejvice also two ceramic pieces from Lužianky, Nitra county, belonging to the Lužianky group of the Neolithic lengyel culture. The authors used differential thermic, thermogravimetric, X-ray diffraction, heating microscope and petrographic methods of study of the presupposed raw material and ceramic splinters. The accessory mineral content in the fired Lužianky ceramics was also determined. Also the relevant graphical and microscopic data of the ceramic fragments were presented.

In this stage of the ceramic raw material studies concerning the Neolithic ceramics of the thick wall (5–8 mm) ceramic splinters were studied. 10 splinters belonging to the Baden culture period arising from the localities Stránska (4), Kamenín (4), Bajč-Vlkanovo (2; Fig. 1) were subjected to the laboratory studies. The following identification methods were used:

a) splinters study by stereoscopic microscope. In the cross fractures directed vertical to the splinters walls the



Fig. 1. Location of sites of ceramic studies.

thickness of glowing fired zone was determined as well as the homogeneity of material, the presence of differently coloured microblocks, composition changes and eventually also the type of ceramic texture and colouring,

b) polarizing microscope studies of thin sections from ceramic fragments allowed different phenomena identification. Especially the proportion of grog and bulk of ceramics was studied and the grog composition, size and amount of older ceramic chips as well as ceramic texture properties specified,

c) in powdered ceramic samples the qualitative mineral identification of the grog and ceramic matrix has been done. Siemens X-ray diffractometer has been used.

Characteristics of the typical Baden culture fluted ceramics

The fluted ceramic culture is the most characteristic culture of the Late Stone Age with respect to abundance and frequency of treasure artefacts and density of inhabitants. This culture was spreading from western Romania to Bohemia and in some isolated cases penetrated to the south Germany, Yugoslavia and south Poland. In its classical stage this culture was extended on the whole territory of Slovakia (Točík, edit., 1970).

The most frequent shape of the Baden ceramics are pots with the moderately bowed high neck and with ear pulled up above the edge. The surface of the pots is sometimes decorated, dressed by furrowed flutes.

In the ceramic objects collection the conic caps occur with straight or pointed, tapered bottom, many times also conic non decorated dishes, pans with funneled spread nozzle. Decorated dishes have strips, belts not only on the outer but on the inner side as well. Typical are double dishes – in the interior of the dish there is a barrier which separates the dish into two unequal parts. The bowls are decorated by vertical caneling also by engraved and stabbed dressing. Pans, bowls with feet existed in the Slovak territory only sporadically. Often the amphoric vessels occur which have different shapes, sizes and dimensions. Specific and particular is the occurrence of ship-like, pot-like and double-conic vessels with the polished surface and most often with engraved ornaments with the hatched triangles. However, most frequent are the pot-like vessels with ragged surface. A similar shape have also silo-like vessels, dedicated probably for corn storage. They are high and slender or low and broad.

Description of localities

1. Bajč, local part Vlkanovo, Komárno district

On a continual flat area with the extent of ca 1100 m^2 82 habitation objects of the Baden culture were uncovered. The spare, reserve and expliting hollows and pits have been found as well as the floor of a house with vaulted furnace, self standing cupola-like furnaces, quarries of cult character with non sepulchral rests of human bones and with the animal skeleton. The archeological sites represent two different settlement stages belonging to two subsequent chronological stages namely Baden II and Baden III.

2a. Kamenín, position Kiskukoricás, Nové Zámky district

On the area of ca 1350 m^2 88 habitation objects of the Baden culture are known – spare, reserve quarries, non-equal deeps of double quarries of circular ground plane for the time being of non defined function, argillaceous cupola-like furnaces with the receiver quarry. Among animal bones the horse bones are also quoted. In the filler of one quarry the human bones form non complete skeleton were found. The ceramic material belongs to the Baden IV stage.

2b. Kamenín, position Pusztafalu, Nové Zámky district

16 habitation objects have been discovered on ca 720 m^2 area. They all belong to the Baden culture folk. Ceramic vessels are ranked to the Baden culture II and III.

3. Stránska, position Magyorós, Rimavská Sobota district

On the extended area of ca 2000 m^2 a fortified height habitation of the Baden culture folks was investigated in the past. On the southernmost side of the headland a ditch of hook like cross section of 3–3.1 m width was cached. The community was fortified also on the most inaccessible north-west side. Also the knowledge has been gained about the area coverage of this fortified community. There were overburden of non connected areas of torzo like remained floorings of simple living constructions and furnaces foundation. The ceramic materials represent the youngest time period of the Baden culture called group Ózd. On this locality also a little number of cord decorated ceramics of East European provenience was found which was intermediated by the quarry culture folk.

Results

The study concerning all 10 ceramic splinters are summarized to statements valid commonly for the whole analyzed sample collection. In case if needed the specifications have been done.

The microscopic study revealed that:

i) in all thin sections cut perpendicular to the vessels walls are the asymmetric thick zones influenced by glow. The zone was always thicker on the concave side of the vessel, whereby the lighter coloured zone influenced by glow reached up 3 mm sporadically, in most cases it forms only 1 to 2 mm thick zone. This zone is in the interior side of vessel ca 1 mm thick, most frequently in the order of 0.1 mm.

ii) lighter coloured marginal zones (Fig. 2) of single ceramic samples pass continuously into central zone whereas the intermediate zone is oriented parallel to the surface of the ceramic artefact. In the lighter, glow influenced zones, the dispersed Fe hydrates presenting colouring pigment began to change into minute crystallites of hematite. This Fe agglomeration process caused the lighter shades of marginal zones.

iii) The sharp edged splinters of older ceramics used as a grog are present in the most of the studied thin sections. In deals obviously with crushed ceramics incorporated in the mass of the newly produced vessels of used

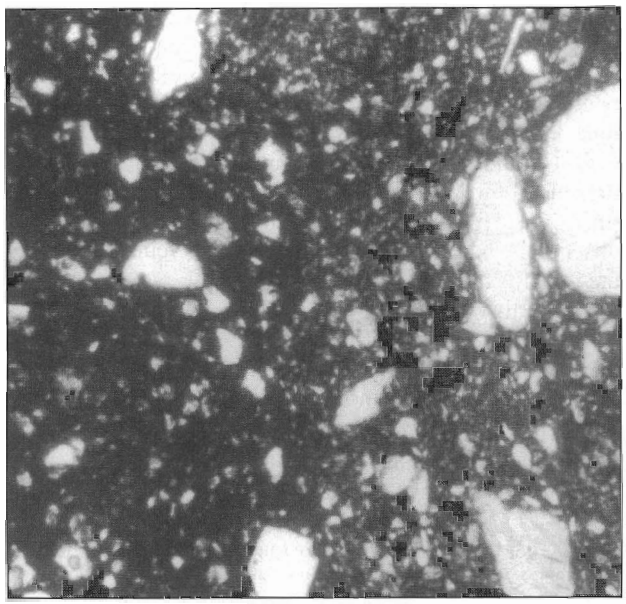


Fig. 2. Gradual pass of lighter zone of the splinter (Bajč-35), representing rim of the fragment, to the central darker zone. Magn. 45x, || polars.

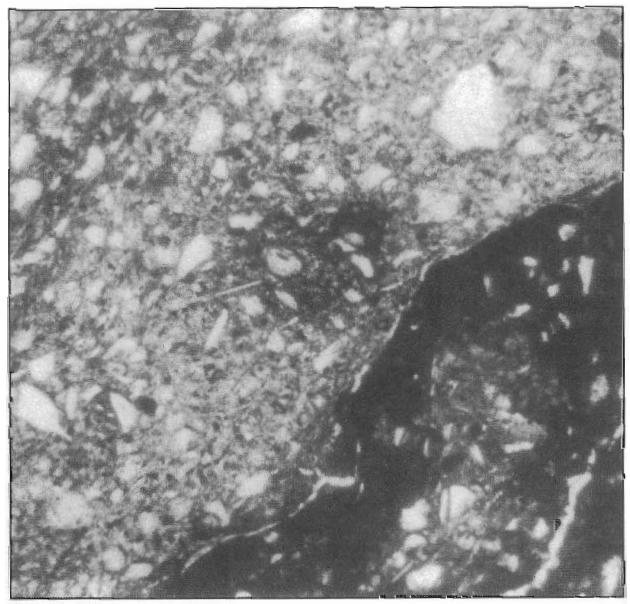


Fig. 4. Older ceramic (darker one) fragment used as the fabrication component in splinter from site Stránská (sector E/16). Magn. 90x, || polars.

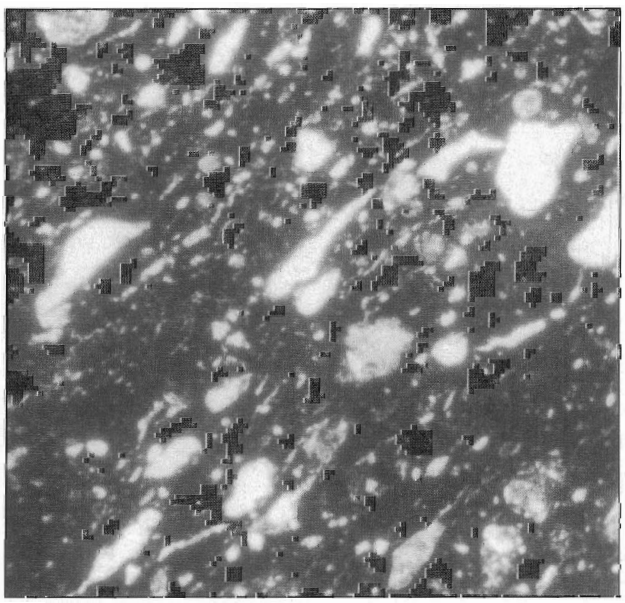


Fig. 3. Local parallel orientation of fabrication components in the splinter from the Kamenín site. Magn. 45x, || polars.

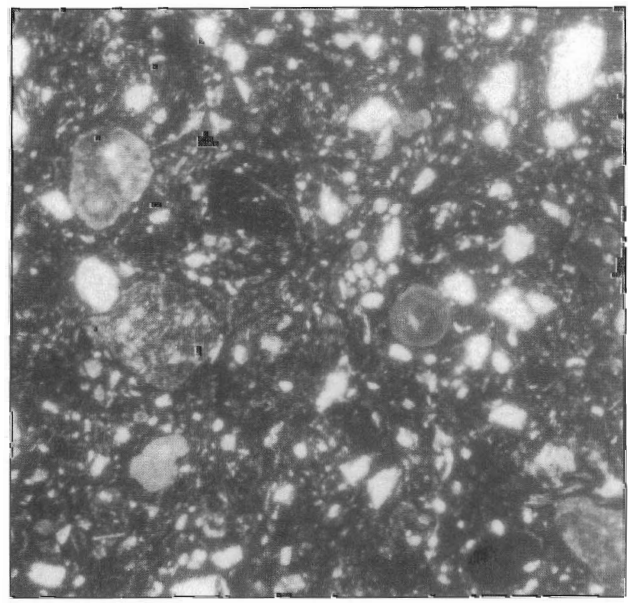
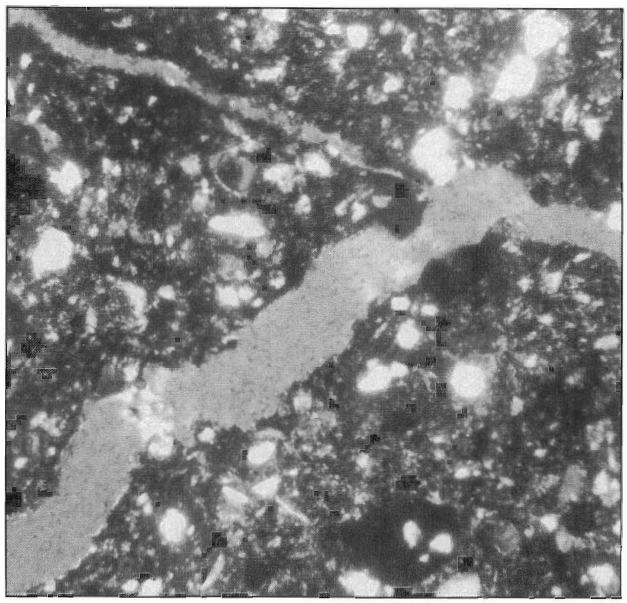


Fig. 5. Small (0.X mm) amygdaloidal calcite aggregates in splinter from the Kamenín (J/77) site. Magn. 45x, || polars.

ceramics. These splinters, scarps of ceramics are as a rule to 1 mm large, sporadically reach the size of 3 mm. According to the grog type these fragments originate substantially from the similar raw material as the studied ceramic. They differ from this ceramic by texture elements and especially by microscopic orientation (Fig. 3) which are distinct in comparison with these microscopic elements in the volume of the studied ceramics itself. The fragments of the older ceramic are mostly characterized by more intensive reddish brown pigmentation as the surrounding matrix (Fig. 4).

iv) The grog corresponds qualitatively to the agreeing type in all studied thin sections. Here, the sharp edged splinters of quartz crystals prevail, also tabulated feldspar fragments are presented and less flaky muscovites, rarely biotites. But accessory tourmaline, zircon, amphibole and epidote are present. Relatively often the minute splinters of hydroquarzites and metaquarzites may be found. In the ceramics from locality Kamenín (object 105) the carbonates with oval to circular cross sections extending 1 mm (in most cases ca 0.1–0.2 mm) are present in thin sections (Fig. 5). Their portion does not exceed 5 vol. % of the



ceramic mass. In the lighter, external zone the zonal texture of circular zonal carbonates is developed, whereby in some the indications of aragonite fan like texture may be observed. In one cross section the submicroscopic dark mica leaf was identified.

v) In thin sections of ceramics from Stránska the presence of variously oriented very thin, hair like veins, up to 0.15 mm, with SiO_2 x nH_2O filler (Fig. 6) were observed, where some part of the hair like veinlet indicates the radial texture:

These tiny veins have length of only 1–3 mm and never reach the walls of the ceramic artefact. On the vein edge intensive brown coloured zones of aprox. 0.0X mm appear. According to morphology and character on tiny veins filler the following may be considered:

a) the filler of fissures had been formed as the consequence of material dilatation tension during glowing at

Fig. 6. Thin (0.X mm) veinlets filled up by varieties of SiO_2. They have random orientation in individual splinters. Magn. 45x, || polars.

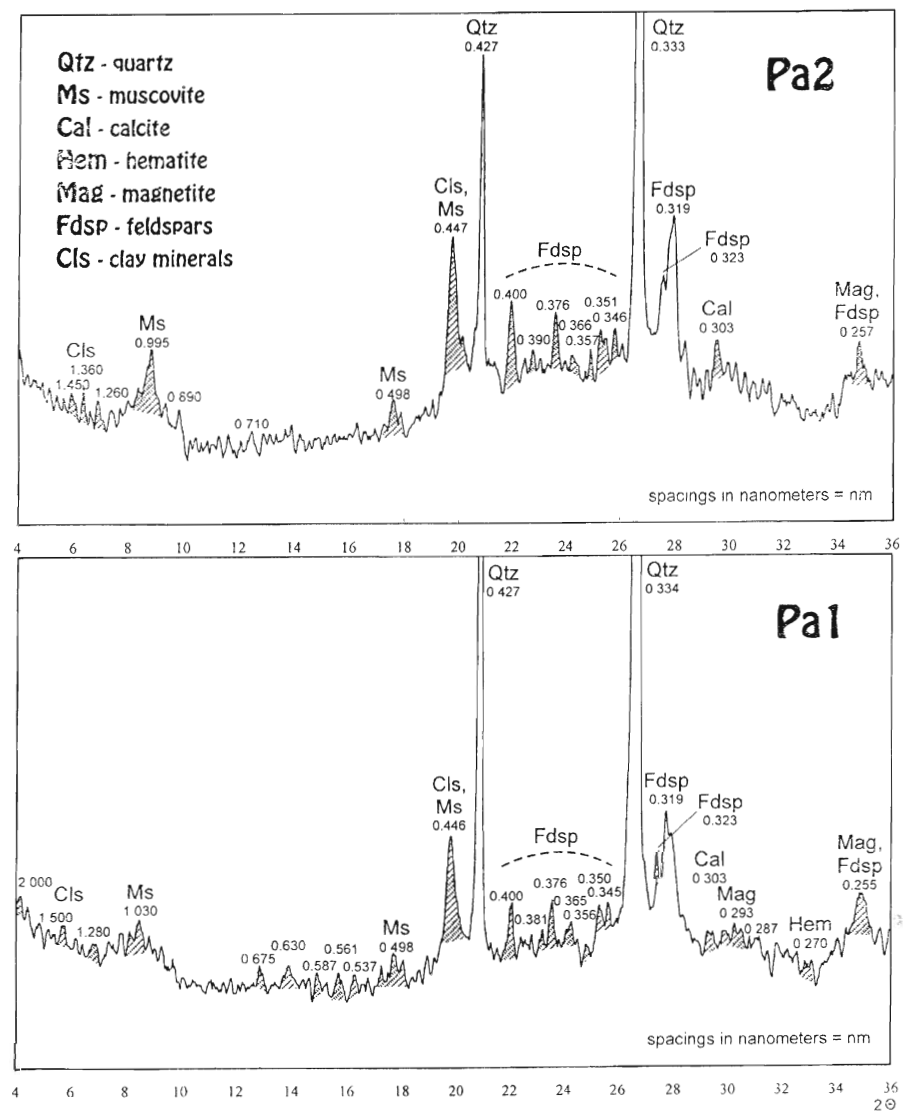


Fig. 7. X-ray diffraction patterns of the Baden culture ceramic splinters. Pa1 – Bajč-35. Pa2 – Stránska (E/16).

the beginning stages of material burning when escaping water released SiO_2 component that has been in later stage deposited in thermally formed veins or,

b) the filler may be a product of hypergeneous processes depositing the SiO_2 gels on the fissure walls which probably arose in the weathering process. The fissure filler of veins present places of probable mechanical desintegration of ceramic products after following long term deposition in the earth. The filler of the veins is presupposed to be a product of one stage process characterized by the absence of zonal vein texture and thus we presume that the formation of the fillers in conditions outlined in a).

i) The typical feature for all microscopically studied ceramics splinters is the absence of oriented textures in the marginal and especially in outer zones of the ceramic products. In documented thin sections the different orientation attributed to micro fissures exists as well as the whole grog and crushed ceramics preferred orientation of the studied splinter surface. These facts document that the studied ceramics products had not been produced on the potter's wheel, but only by hand made forming and shaping.

ii) The X-ray diffraction data and the microscopic study of the identical Baden ceramic pieces lead to the conclusions that the firing temperatures were low, heating process did not exceed 700 °C. This is documented by the absence of the newly formed minerals during heating, especially aluminosilicates. The formation of the thick (ca 0.01 mm) reaction zones e. g. between plagioclase clasts and ceramic matrix may be considered as an exception. In these zones the presence of the newly formed white micas have been confirmed in some ceramic fragments, probably as the products of firing or overheating of the raw ceramic product.

iii) The dominant part of the ceramic mass is formed by the mixture of submicroscopic phases. Microscopically unambiguous detected are quartz, feldspars, mica minerals and in some samples accessory amount of tourmaline, zircon, amphibole, calcite and epidote. The brittle character of the material is caused by the low glass phase content that by estimation does not exceed 3–5 wt. percentage. This feature documents firing of local raw material that was treated at low temperatures and thus the heating formation of the intergranular glass phase that contributes to ceramic strength and rattling was not attained. The dark colour of the ceramic splinters is caused by low content of Fe and Mn oxides and their non stoichiometric compounds. The quantity of these components is low not exceedind 3 wt. per cent and the opaque mineral phases do not appear in the microscopically identified forms. In the collection of the ceramic fragments different pieces of various porosity are present and no coherency between strenght and porosity has been observed. The existing strenght and composition inhomogeneity is probably the consequence of non uniform firing and inhomogeneity of the raw material used. More solid, consistent ceramic parts have obviously higher glass phase content or different phase composition than the ceramic matrix.

For the complex mineral phase composition of the splinter collection and especially the submicroscopic phases, the X-ray diffraction method on the Philips PW 1710 instrument with Cu Kα radiation in the range of 4–70 2Θ has been used. The obtained data document the presence of submicroscopic mineral phases and confirm the coexistence of minerals identified by polarizing microscope (Fig. 7). The methodical approach gives simultaneously the differences in Fe-phases content in specific ceramic pieces. It results probably from non uniform raw material preparation or/and non homogeneity of the pre-fire treating raw material. It also steams from the restricted

Tab. 1
X-ray diffraction results from paleoceramic phase analysis

Sample	Qtz Mag	Fds*	Ms	Cal	Clm.**	Hem
30	+ +	+		+	+	+
35	+ +	+	+	+	+	
105	+ +	+	+	+	+	+
110	+ +	+	+	+	+	
E/16	+ +	+	+	+	+	
J/77	+ +	+	+	+	+	+
12/77	+ +	+	+	+	+	+
A42/77	+ +	+	+	+	+	+

* plagioclases prevail, ** clay minerals – (kaolinite, illite, montmorillonite). Qtz – quartz, Fds – feldspars, Ms – muscovite, Cal – calcite, Clm – clay minerals, Hem – hematite, Mag – magnetite, + – present in substantial amount

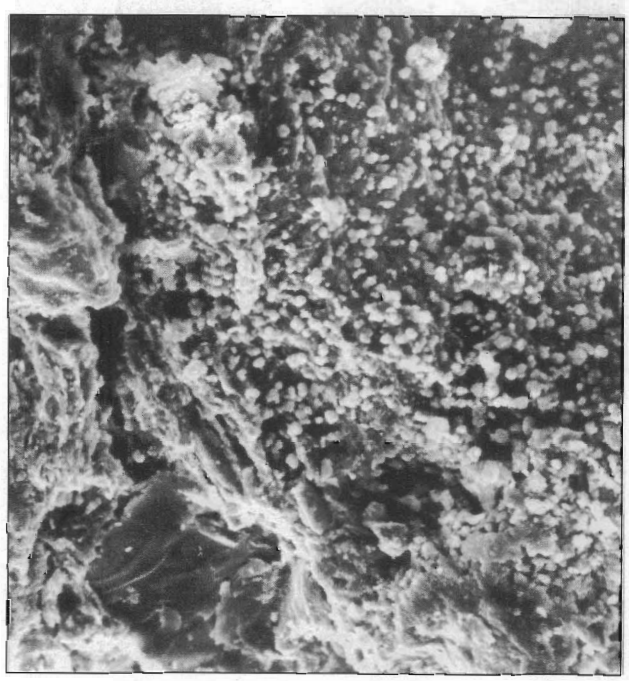
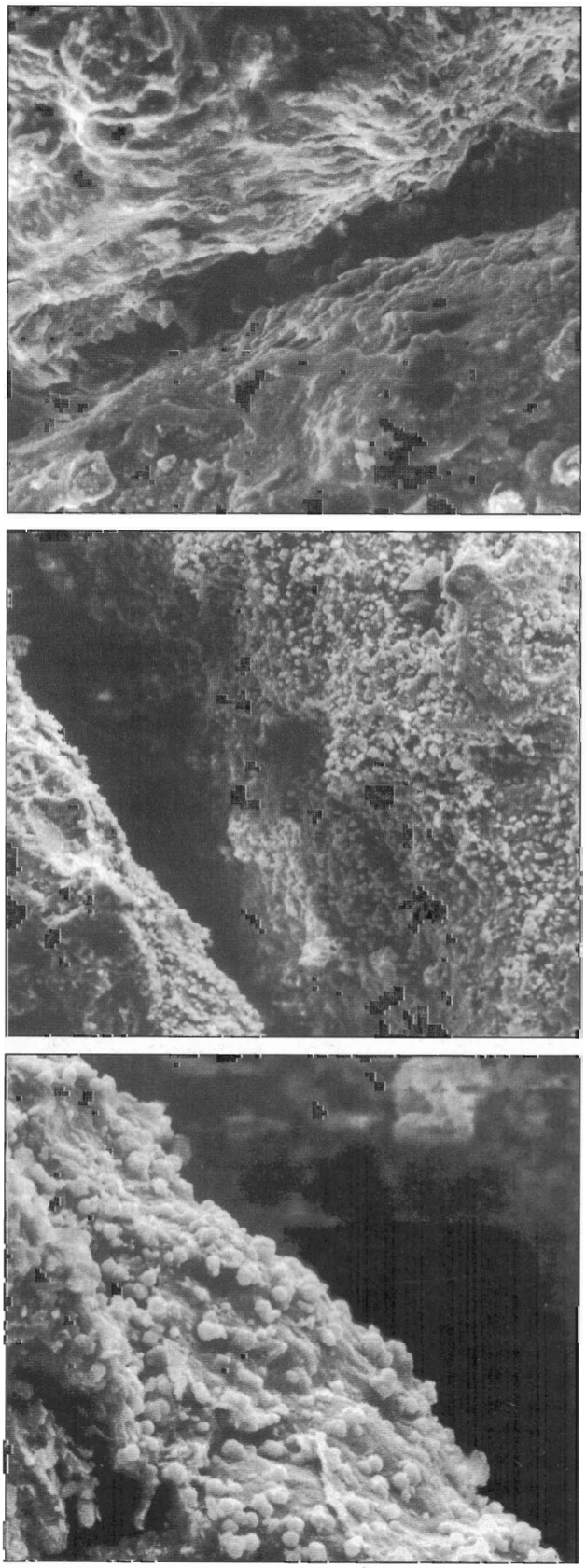


Fig. 8. SEM general view on the splitting plane of the ceramic splinter (Kamenín – A-4277).



Figs. 9, 10 and 11. SEM various patterns of microfractures on natural splitting planes of various paleoceramic fragments from the sites studied.

knowledge and technical experience of the producers about influence of different components on the material properties of the fired, backed fragments. The results of the X-ray diffraction study are given in Tab. 1.

Quantitative determination of the modal composition needs distinguishing of quartz which is detectable in thin section from those of fine grained quartz (less then 0.01 mm) which should be presented in higher quantity as quartz forming the part of fabrication components. Last mentioned quartz type is without any doubt determinable in thin sections. Based on the mentioned in realized laboratory studies we preferred qualitative determination of mineral phases by the use of diffraction patterns only.

To get general wiev of the splinters natural planes we present several micrographs of them made by the use of the SEM. In the general view of the splinter splitting plane (Fig. 8) it is seen a great group of clusters on the margin of an cavernous hollow – of small grain-sized and rounded particles of non identified phase – which may be eventually analyzed in future by the use of electron microprobe.

A fissure (fracture) in the compact flamboyant matter of the ceramic fragment is seen on micrographs Nos. 9, 10 and 11. It is evident that this fracture is not filled by some diverse matter as the sorroundings.

It is very well seen the globular particles which lie on the surface of the observed splitter. The composition of these spherical particles is unknown and may be only supposed. Using greater magnification (Fig. 12) the fracture of the globular particles is very well seen. In the greatest magnification (Fig. 13) of the before mentioned globular particles – the virtual agglomerates of rugged, or wrinkled surface may be seen in the given micrograph, by which the whole feature of the given splinter of the Neolithic ceramic is characterized.

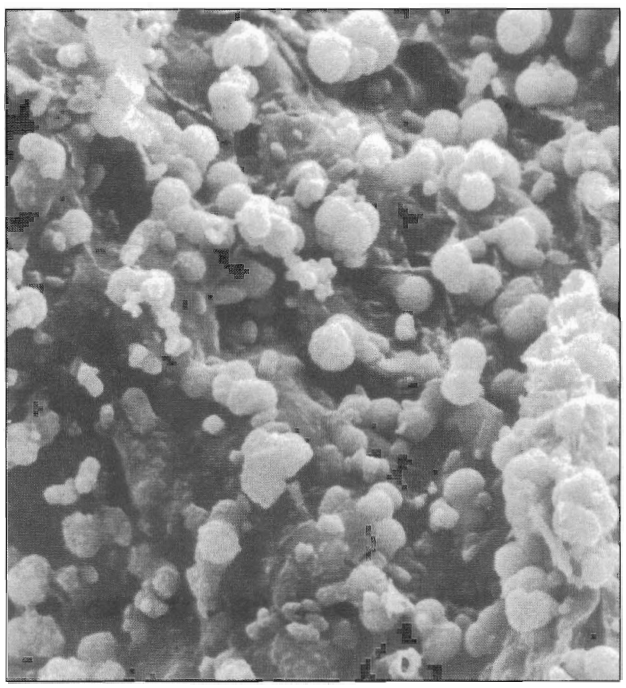
In the next micrographs (Figs. 14 and 15) a fissured, breaked, as well as hollow-like cavernous microstructure of the observed sample on these shot is clearly visible, even unambiquously!

In the most excellent observed micrograph there is unambiquously represented (Fig. 16) a coherent layer or coating of some annealed-like layer. By this matter the underlying surface is coated by some veil. This coating may indicate, or even confirm that there it deals or anyhow comes to certain sintering process. Otherwise it is hardly to imagine the presence or the formation of such rounded grains or spheres.

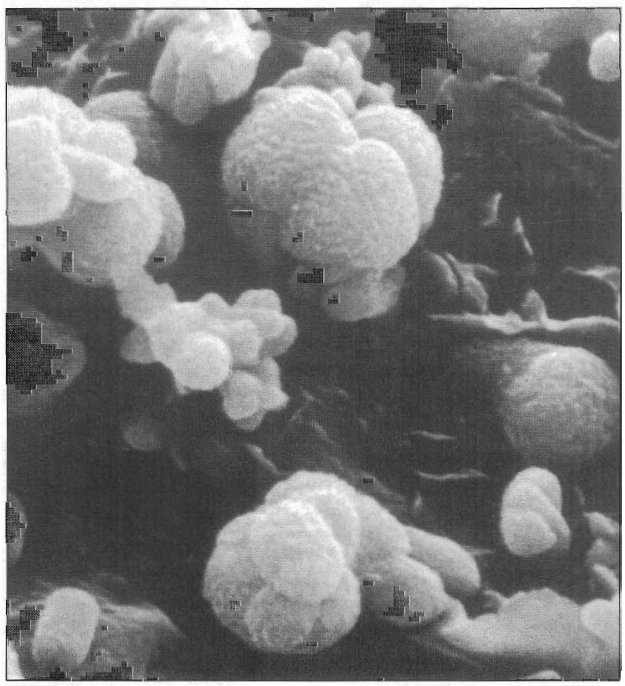
In the micrographs (Figs. 17, 18 and 19) the fissures, cracks with hollows of a little glowed margins of the sample are visible. There are no sharp-edges or even crystalline particles observed. Therefore may be supposed that the observed sample is obviously sintered! The filling of hollows is of course questionable – because the hollows are filled up by yet non-identified matter.

Discussion and conclusion

In the paper we present the results of laboratory studies concentrated on mineral composition of 10 fragments of









Figs. 12 and 13. SEM image of globular particles on natural splitting planes of ceramic fragments from the sites studied

Figs. 14 and 15. SEM hollow like pattern of the natural splitting plane of ceramic fragments from the sites studied

the backed ceramics from 3 different sites belonging to the Baden culture of people producing canel ceramics. From the realized studies using identical laboratory methods (stereoscopic and polarizing microscope, as well as electron microscope and X-ray diffraction analyses) there result the following conclusions:

i) basic raw material type in all cases were local semi-plastic soil with the substantial portion of clay minerals. From the present aspect it should be characterized as the raw material of low quality.

ii) In the basic raw material type natural fabrication components of nonsorted granularity, which is formed mostly by quartz, in less amount also by feldspars and tiny muscovites and sporadically also by biotites.

iii) As fabricants also fragments of older or damaged ceramics has been identified. Such fragments reach 0.X up

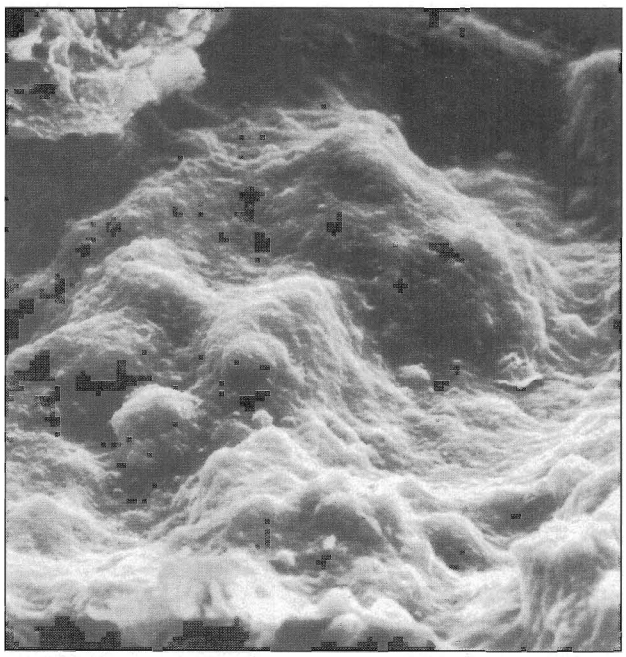


Fig. 16. SEM image of an annealed like layer on the natural splitting plane of ceramic fragment (Kamenin)

to 3 mm size. Fragments of ceramics are mostly sharply limited in places and are isometric or even tabular. From the prevailing mass of the ceramics it differs by its color, granularity of fabrication components and by textural pattern as well. Sometimes differences among individual fragments of older ceramics are observable.

iv) Based on the light zones studied, located on the rims of the individual fragments, their thickness and in detail also their different textural patterns namely on local preferred orientation observable in individual ceramic fragment, low to null portion of newly formed glass and based on the other characteristics we suppose low (around 600 °C) burning temperature.

v) The general absence of preferential orientation, namely of fabrication components, or with the delimitation of the fragments planpararelly oriented coloured patches, document the inhomogeneity of original raw material. Such features are in favour of bay hands shaping of final morphology of vessels. So, no potter's wheel was used.

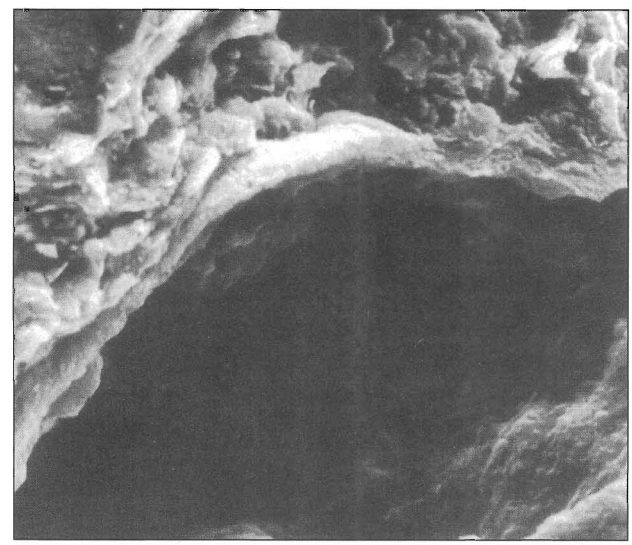
vi) In several thin sections we documented presence of very thin (less than 0.1 mm in thickness) and short (up to 3 mm) veinlets filled up by partly recrystallized opal and chalcedony. Their presence in original cracs filling document the local migration of SiO_2 gels in the process of heating and burning of still wet ceramic vessels.

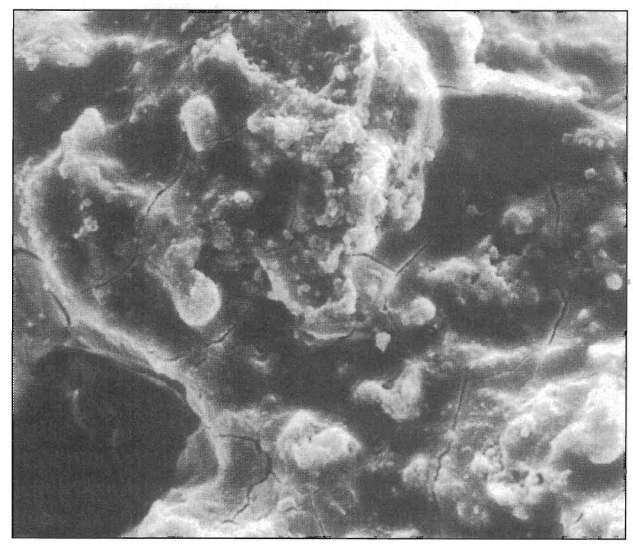
References

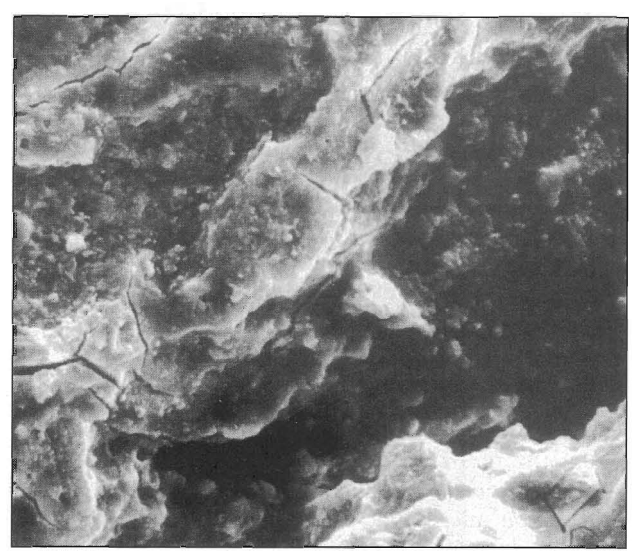
Bareš, M. & Lička, M., 1976: K exaktnímu studiu staré keramiky. *Sbor Nár Muz. (Praha), Ř. A – Historie, XXX, 3, s. 137–245.*

Novotný, B. et al., 1986: Encyklopédia archeológie. *Vyd. Obzor, Bratislava, 1016 s.*

Nevizánsky, G., 1999: Novšie výskumy sídlisk ľudu bádenskej kultúry na južnom Slovensku. *Slov. Archeol., Nitra, 47, s. 67–89.*







Figs. 17, 18 and 19. SEM image of fissures and hollows of the little glowed margins of ceramic fragments.

Mineralia Slovaca, 34 (2002), 241–244

A proposal for the systematics of metastable rhombohedral CaMg-carbonates

JÁN BABČAN[1], SILVESTER IRÓ[2] and JAROSLAV ŠEVC[2]

[1]Department of Geochemistry, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava
[2]Institute of Geology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

(Received 18 September 2000, revised version 25 November 2002)

Abstract

A relatively exact mathematical relations between the chemical composition of stable rhombohedral CaMg-carbonates (calcite, dolomite and magnesite) and their d reflection values stimulated the authors to propose a systematics of the unstable equivalents of this group – Mg-calcite, Ca-dolomite, quasi-dolomite, Mg-dolomite and Ca-magnesite.

Based on mathematical principles, the existing areas of these carbonates were defined, including their chemical composition and $d_{10.4}$ reflection values. The name "quasi-dolomite" is put forward to replace the present, not exactly defined name "protodolomite". The names Mg-dolomite and Ca-magnesite are new. The name Mg-dolomite is derived from the experiments and its occurrence in nature. The synthesis of Ca-magnesite can be expected in the future.

Key words: CaMg-carbonates ratio of Ca and Mg unstable carbonates

Introduction

When we were theoretically and experimentally solving the so-called "dolomite problem", we faced a few partial problems. These did not concern only dolomite, but also other structurally close to dolomite stable and metastable carbonates.

There are three basic minerals – calcite, dolomite and magnesite – in the group of natural CaMg-carbonates; the isomorphous substitution of Ca and Mg is rather limited in these minerals, therefore only two basic structural types – calcite with magnesite, and dolomite – are commonly distinguished. It is remarkable that calcite and magnesite have a similar structure (R-3c), while the dicarbonate dolomite has a lower symmetry (R-3).

However, neither natural occurrences especially of recent and subrecent CaMg-carbonates, nor laboratory experiments prove the above mentioned limited substitution of Ca and Mg in the group from calcite to dolomite. It appears that the chemical composition of some natural as well as synthetic carbonates, especially those from the group of metastable equivalents, represents almost a continuous succession of minerals from calcite to ideal dolomite. However, the so-called superstructure reflections are missing in the structure of some individuals, which chemical composition is close to dolomite. Therefore, these minerals as well as synthetic products chemically analogous to dolomite are not considered to be dolomite.

Nomenclature of rhombohedral CaMg-carbonates

As knowledge of the chemistry and structure of rhombohedral CaMg-carbonates progressed, a few group of minerals and synthetic products related to them were defined. The Mg content or the content of $MgCO_3$ was the most important factor for the classification of the minerals into different groups. The groups of low magnesian (to 4 mol% $MgCO_3$) and high magnesian (up to 5 mol% $MgCO_3$) Mg-calcite were defined separately. Carbonates containing up to 40 mol% $MgCO_3$ were defined as Ca-dolomites (Lippmann, 1973). Primary minerals (predominantly synthetic) with their chemical composition close to dolomite $CaMg(CO_3)_2$ (i. e. $Ca_{50}Mg_{50}$) were called protodolomites (Graf and Goldsmith, 1956). The reason for this was the lack of the superstructure reflections of these products in X-ray diffractographs (these lines were determined according to later classification as being equal to the reflexes $d_{10.3}$, $d_{01.5}$, $d_{02.1}$, $d_{10.7}$, $d_{00.9}$, $d_{20.5}$, $d_{02.7}$ – Purser, 1973).

There is no uniformity in the definition of chemical and structural specification of the areas of existence of Mg-calcite, Ca-dolomite and protodolomite. It is remarkable that the structure of the intermembers between calcite and dolomite is continuously changing, as has already been noticed by Lippmann (1973), who suggested to count the proportion of $MgCO_3$ in Mg-calcites and Ca-dolomites from X-ray diffractions, especially from the strongest $d_{10.4}$ reflection of theses carbonates. This fact is

largely surprising because the structure of calcite and dolomite, as we mentioned above, should be different.

There is an interesting fact in the group of rhombohedral CaMg-carbonates. The values of the interplanar spacing within ideal dolomite represent arithmetic mean of the sum from the corresponding reflections of ideal calcite and ideal magnesite (Tab. 1 – the first fourteen most intensive reflections of these carbonates). As we mentioned above, Lippmann (1973) has already noticed the mathematical relations between the structural parameters of calcite and dolomite. However, as it seems to us, these mathematical relations include the whole area from calcite to magnesite. It can be seen in the Tab. 1 (d values of calcite, dolomite and magnesite, and corresponding values of dolomite calculated as the arithmetic mean of outer members of the group, e. g. of calcite and magnesite).

Tab. 1
A review of tabulated d values for calcite, dolomite and magnesite and calculated d values for dolomite (in nm.10^{-1}, for more details see text)

No. (hex)	hk.l*	calcite*	dolomite*	dolomite calculated	magnesite*
1	01.2	3.8551	3.6939	3.6969	3.5387
2	10.4	3.0359	2.8855	2.8885	2.7412
3	00.6	2.9844	2.6683	2.6733	2.5027
4	11.0	2.4949	2.4039	2.4057	2.3165
5	11.3	2.2848	2.1918	2.1935	2.1023
6	20.2	2.0946	2.0149	2.0164	1.9382
7	02.4	1.9275	1.8470	1.8484	1.7693
8	01.8	1.9127	1.8037	1.8064	1.7002
9	11.6	1.8755	1.7860	1.7877	1.7000
10	21.1	1.6259	1.5662	1.5673	1.5088
11	12.2	1.6042	1.5442	1.5453	1.4865
12	21.4	1.5253	1.4646	1.4657	1.4061
13	20.8	1.5180	1.4428	1.,4430	1.3706
14	11.9	1.5096	1.4300	1.4317	1.3538

* Values after Lippmann (1973), calculated d spacings by Graf (1961) from cell dimensions

The differences between the values for the ideal dolomite and the arithmetic mean of d values of calcite and magnesite are very small (0.002 nm.10^{-1} on average). These values do not include the above mentioned superstructure reflections of dolomite that have no equivalents in calcite and magnesite; but they have very small intensities.

According to our observations, the relations between the d values and the chemical composition of calcite, dolomite and magnesite are linear, as shown in Fig. 1 where the $d_{10.4}$ reflections are illustrated. The linear relations $d_{10.4}$ – mol.% $CaCO_3$ or $MgCO_3$ correspond to the simple equations

$$\text{mol.\% } CaCO_3 = |d_{10.4} - 2{,}742|/0{,}00292$$
$$\text{mol.\% } MgCO_3 = 100\text{-mol.\% } CaCO_3$$

The diagram (Fig. 1) is also a nomographic chart for the determination of the percentage composition of rhombohedral CaMg-carbonates within the whole range of

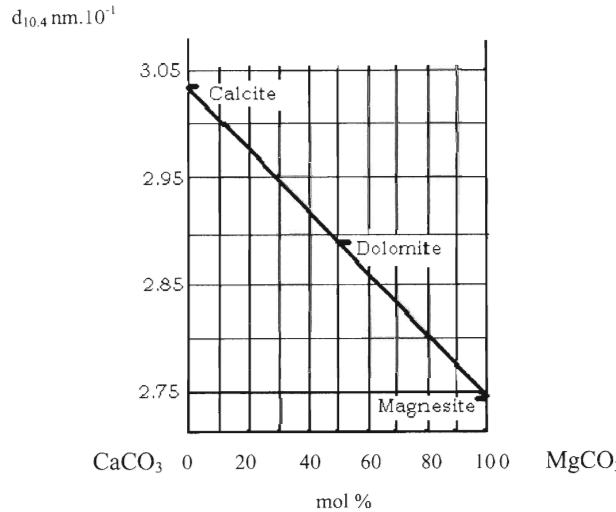


Fig. 1. Nomogram to calculate composition of metastable rhombohedral CaMg-carbonates from the $d_{10.4}$ reflections.

$CaCO_3$ and $MgCO_3$ in their structure, e. g. from calcite to magnesite. It is also possible to determine the carbonate composition according to the Lumsden's (1979) equation, where the $CaCO_3$ (mol%) content is counted as N $CaCO_3$ = M.$d_{10.4}$ + B, where N $CaCO_3$ = mol% $CaCO_3$, $d_{10.4}$ is the value of the 10.4 reflection in Angström, and M and B are constants (M = 333.333 and B = -911.99). This relation is valid only for systems from calcite to dolomite.

The precise mathematical relations between the structure determined by X-ray analyze and the chemical composition of carbonates suggest the application of mathematical relationships for more detailed classification of not consolidated (little ordered) carbonates, with the sedimen-

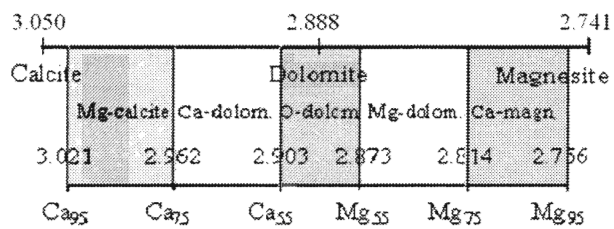


Fig. 2. A system of rhombohedral CaMg-carbonates – upper rank – stable, lower rank metastable members (the values $d_{10.4}$ spacings are in nm.10^{-1} given; Q – Dolom. = quasi-dolomite).

tary or experimental origin; moreover of the whole range from calcite to magnesite as shown in Fig. 2. The present classification in the low-magnesium and high-magnesium Mg-calcites is not sufficiently defined; it has too large diapasons, and does not presuppose the continuation of more input of $MgCO_3$ into the structure of CaMg-carbonates in the direction from dolomite towards magnesite. Spotl and Wright (1992) described a natural carbonate with the content of 55 mol% $MgCO_3$ from French dolocretes, the synthetic preparations were prepared by Erenburg (1961), and Babčan and Ševc (2001).

A proposal for a new systematics of metastable rhombohedral CaMg-carbonates

The proposed systematics of metastable rhombohedral CaMg-carbonates (Fig. 2) is based on the division of the stable minerals of this group, according to their chemical composition and the values of the strongest X-ray reflections $d_{10.4}$ (upper line in Fig. 2). The range of metastable mineral $d_{10.4}$ reflections are in the bottom line, as they were recorded from the study of natural recent and subrecent samples and from laboratory experimental samples. The existing ranges of the $d_{10.4}$ values are based on mathematical relations (as we have already mentioned).

The demarcation of the relation between calcite and Mg-dolomite can cause a certain problem in the proposed systematics. We have defined the range with composition Ca_{100-95} for calcite. It is to be noted that this almost correlates with the demarcation for Mg-calcite (< 4 mol% $MgCO_3$) used up to the present time. We derived from mathematical relations the existing range $Ca_{95-75}Mg_{5-25}$ for Mg-calcite, that results from experiments in the Ca and Mg systems (Babčan et al., 1992, 1996).

Ca-dolomite with the chemical composition from $Ca_{75}Mg_{25}$ to $Ca_{55}Mg_{45}$ has the same loss of Ca and growth of amount of Mg as the preceding member Mg-calcite. We suggest the use of the name "quasi-dolomite" (Q-D), with the chemical composition from $Ca_{55}Mg_{45}$ to $Ca_{45}Mg_{55}$ for an unstable carbonate with its chemical composition close to dolomite. We further suggest that the name "quasi-dolomite" should be accepted in preference to that of protodolomite which has not been strictly chemically classified.

The names of the other metastable members of the group of CaMg-carbonates as well as their chemical composition and the $d_{10.4}$ reflection values have only preliminary character at present. Their equivalents from the beginning of the Mg-dolomite group were found in nature and experimentally proved (Erenburg, 1961; Spotl and Wright, 1992; Babčan and Ševc, 2001). It can be expected that also the members from the group of Ca-magnesite will be prepared in the future.

Conclusions

The relationship between each of the structural values ($d_{10.4}$ reflections) of stable rhombohedral CaMg-carbonates (calcite, dolomite and magnesite) was exposed as they are predominantly mathematical. It was discovered that the chemical composition depends on these relations. These ones became the basis of the nomographic chart of calculations of the portions of $CaCO_3$ and $MgCO_3$ in this type of carbonates.

The mathematical relations in the group of stable CaMg-carbonates became also the model for the systematics of metastable carbonates, including Mg-calcite, Ca-dolomite, quasi-dolomite, Mg-dolomite and Ca-magnesite. The name quasi-dolomite (QD) is suggested as a substitution for the name protodolomite, the chemical composition and structure of which have not been exactly defined.

Acknowledgement. Research was based on the grant VEGA No 1/7317/20.

References

Babčan, J & Ševc, J., 2001 Low temperature abiogenic synthesis of dolomite. *Geologica Carpathica, 52, pp. 139–146.*

Babčan, J., Iró, S. & Ševc, J., 1992: Experimental study of carbonate formation kinetics in a Ca-Mg-CO_3-Cl systems at a temperature of 25° C. *Mineralia Slov., 24, 7 s.* (in Slovak)

Babčan, J., Iró, S. & Ševc, J., 1996: Kinetics of exsolution and transformation of Ca-Mg-carbonates from aqueous solution at temperature of 5 to 100 °C. Part I: Stoichiometric relations. *Mineralia Slov., 28, pp. 288–294.*

Erenburg, G. B., 1961. Artificial mixed carbonates in the $CaCO_3$-$MgCO_3$ series. *Žurn. Strukt. Chimii, 2, pp. 178–182.* (in Russian)

Graf, D. L., 1961: Crystallographic tables for the rhombohedral carbonates. *Amer. Mineralogist, 46, pp. 1283–1316.*

Graf, D. L. & Goldsmith, J. R., 1956: Some hydrothermal syntheses of dolomite and photodolomite. *J. Geol., 64, pp. 173–186.*

Lippmann, F., 1973: Sedimentary carbonate minerals. *Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.*

Lumsden, D. N., 1979: Discrepancy between thin section and X-ray estimates of dolomite in limestones. *J. sed. Petrology, 49, pp. 429–436.*

Purser, F., 1973: Note sur la distribution des dolomites du Jura meridional neuchatelis. *Bull. Soc. Neuch. Sci. Nat., 96, pp. 149–162.*

Spotl, C. & Wright, V. P., 1992: Groundwater dolocretes from Upper Triassic of the Paris basin, France. *Sedimentology, 39, pp. 1119–1136.*

Návrh systematiky metastabilných trigonálnych CaMg karbonátov

Relatívne presné matematické závislosti medzi chemickým zložením a hodnotami d reflexií stabilných trigonálnych CaMg karbonátov – kalcitu, dolomitu a magnezitu – podnietili autorov predložiť návrh systematiky nestabilných ekvivalentov tejto skupiny – Mg kalcitu, Ca dolomitu, kvázidolomitu, Mg dolomitu a Ca magnezitu. Podľa uvedených matematických vzťahov sa vymedzili existenčné oblasti týchto karbonátov zahŕňajúce ich chemické zloženie a hodnoty $d_{10.4}$ reflexií. Názov kvázidolomit by mal nahradiť doterajší nepresne vymedzený názov *protodolomit.* Názov Mg dolomit a Ca magnezit sú nové. Názov Mg dolomit je odvodený z experimentov a výskytu v prírode a syntéza Ca magnezitu sa dá očakávať v budúcnosti. Pri teoretickom a experimentálnom riešení *dolomitového problému* sme sa stretli s radom čiastkových problémov, ktoré sa netýkajú iba dolomitu, ale aj ostatných dolomitu štruktúrne blízkych stabilných aj metastabilných karbonátov. V skupine prírodných trigonálnych CaMg karbonátov sa zvyčajne rozlišuje základná trojica minerálov, a to kalcit, dolomit a magnezit, v ktorých má byť izomorfné zastupovanie Ca a Mg dosť obmedzené, a tak sa bežne rozoznávajú len dva základné štruktúrne typy – kalcitový s magnezitom a dolomitový. Je pozoruhodné, že štruktúrne sú si bližšie dva krajné členy – kalcit a magnezit (R-3c), kým dikarbonát dolomit má mať nižšiu symetriu (R-3).

Prírodné výskyty najmä recentných a subrecentných CaMg karbonátov ani laboratórne experimenty obmedzené zastupovanie Ca a Mg v skupine kalcit až dolomit úplne jednoznačne nepotvrdili. Ukazuje sa, že chemické zloženie niektorých prírodných, ako aj syntetických karbonátov, najmä zo skupiny metastabilných ekvivalentov, prakticky zodpovedá nepretrži-

tému sledu minerálov od kalcitu až po ideálny dolomit. V štruktúre niektorých indivíduí s chemickým zložením blízkym dolomitu však chýbajú tzv. superštruktúrne reflexy, a tak sa tieto minerály – podobne ako aj syntetické produkty chemicky analogické s dolomitom – za dolomit nepokladajú.

Nomenklatúra trigonálnych CaMg karbonátov

Vývoj poznatkov o chemizme a štruktúre trigonálnych CaMg karbonátov viedol k vymedzeniu niekoľkých skupín minerálov, ako aj im zodpovedajúcich syntetických produktov. Pri zaraďovaní týchto minerálov do skupín sa prihliadalo hlavne na obsah Mg resp. $MgCO_3$. Vyčlenila sa osobitná skupina nízkohorečnatých (s obsahom do 4 mol % $MgCO_3$) a vysokohorečnatých Mg kalcitov s obsahom nad 5 mol % $MgCO_3$. Karbonáty obsahujúce viac ako 40 mol % $MgCO_3$ sa označili ako Ca dolomity (Lippmann, 1973). Treba ešte podotknúť, že sa minerály, najmä syntetické s chemickým zložením blízkym dolomitu $CaMg(CO_3)_2$ [t. j. $(Ca_{50}Mg_{50})$], pôvodne označovali ako protodolomity (Graf a Goldsmith, 1956). Vychádzalo sa z toho, že týmto produktom chýbali superštruktúrne reflexie na rtg. difraktogramoch (v neskoršom spresnení to boli čiary odpovedajúce reflexu $d_{10.3}$, $d_{01.5}$, $d_{02.1}$, $d_{10.7}$, $d_{00.9}$, $d_{20.5}$, $d_{02.7}$; Purser, 1973).

Chemické alebo štruktúrne vymedzovanie existenčných oblastí Mg kalcitu, Ca dolomitu a protodolomitu nie je doteraz jednotné. Pozoruhodné je, že štruktúra medzičlenov medzi kalcitom a dolomitom sa plynule mení, ako na to upozornil Lippmann (1973), keď navrhol vypočítať zastúpenie $MgCO_3$ v Mg kalcitoch a Ca dolomitoch z rtg. difrakcií, a to najvýhodnejšie podľa najsilnejšieho reflexu $d_{10.4}$ týchto karbonátov. Tento fakt je do značnej miery prekvapujúci, pretože, ako sme už uviedli, kalcit a dolomit majú mať odlišnú štruktúru.

V skupine trigonálnych CaMg karbonátov sme si všimli veľmi významnú pozoruhodnosť, a to, že hodnoty medzirovinných vzdialeností ideálneho dolomitu sú aritmetickým priemerom sumy zodpovedajúcich reflexií ideálneho kalcitu a ideálneho magnezitu, ako to ilustruje tab. 1 pri prvých štrnástich najintenzívnejších reflexiách uvedených karbonátov. Na matematické vzťahy medzi štruktúrnymi parametrami kalcitu a dolomitu upozornil už spomenutý Lippmann (1973), ale nám sa ukazuje, že uvažované matematické vzťahy zahŕňajú celú oblasť od kalcitu až po magnezit. Názorne to potvrdzuje tab. 1, sústreďujúca tabuľkové d hodnoty kalcitu, dolomitu a magnezitu a zodpovedajúce hodnoty dolomitu vypočítané ako aritmetický priemer krajných členov skupiny, t. j. kalcitu a magnezitu. Rozdiely medzi údajmi ideálneho dolomitu a vypočítaným priemerom d hodnôt kalcitu a magnezitu sú veľmi malé, v priemere 0,002 $nm.10^{-1}$. Medzi ne sme nezapočítali superštruktúrne reflexie dolomitu, ktoré pri kalcite a magnezite nemajú ekvivalenty, ale sú to čiary s mimoriadne nízkymi intenzitami.

Podľa nášho zistenia závislosti medzi d hodnotami a chemickým zložením kalcitu, dolomitu a magnezitu majú lineárny charakter, ako to napríklad pri hodnotách reflexií $d_{10.4}$ ilustruje diagram na obr. 1. Priamková závislosť vzťahov $d_{10.4}$ – mol % $CaCO_3$ resp. $MgCO_3$ zodpovedá jednoduchej rovnici

$$\text{mol \% } CaCO_3 = [d_{10.4} - 2{,}742]/0{,}00292 \quad \text{a}$$
$$\text{mol \% } MgCO_3 = 100 - \text{mol \% } CaCO_3$$

Diagram na obr. 1 je zároveň aj nomogramom na výpočet percentuálneho zloženia trigonálnych CaMg karbonátov v celom rozsahu zastúpenia $CaCO_3$ a $MgCO_3$ v ich štruktúre, t. j. od kalcitu až po magnezit. Určenie zloženia karbonátov je tak podstatne jednoduchšie ako výpočet, ktorý pôvodne navrhol Lumsden (1979). Podľa neho sa obsah mol % $CaCO_3$ vypočítava zo vzťahu $NCaCO_3 = Md_{10.4} + B$, v ktorom $NCaCO_3$ = mol % $CaCO_3$, $d_{10.4}$ je hodnota reflexie 10,4 v angströmoch, konštanta M a B majú hodnoty 333, 333 (M) resp. – 911,99 (B). Tento vzťah platí len pri systéme kalcit až dolomit.

Precízne matematické vzťahy medzi štruktúrou určenou rtg. difrakciou a chemickým zložením karbonátov ponúkajú myšlienku použiť matematické vzťahy na podrobnejšiu klasifikáciu karbonátov nekonsolidovaného (málo usporiadaného) typu, sedimentárneho alebo experimentálneho pôvodu, a to v celom rozsahu od kalcitu po magnezit, ako to znázorňuje obr. 2. Terajšie členenie na nízkohorečnaté a vysokohorečnaté Mg kalcity je totiž nedostatočne definované, je príliš širokopásmové a nepredpokladá pokračovanie ďalšieho vstupu $MgCO_3$ do štruktúry CaMg karbonátov v smere od dolomitu po magnezit. Spotl a Wright (1992) už opísali prírodný karbonát s 55 mol % $MgCO_3$ z francúzskych dolokrétov a syntetické preparáty pripravil Erenburg (1961) i Babčan a Ševc (2001).

Návrh novej systematiky metastabilných trigonálnych CaMg karbonátov

Navrhovaná systematika metastabilných trigonálnych CaMg karbonátov (obr. 2) vychádza z členenia stabilných minerálov tejto skupiny v závislosti od chemického zloženia a hodnôt najsilnejších rtg. reflexií $d_{10.4}$ (horný rad obrázka). V spodnom rade sú hodnoty rozpätia reflexií $d_{10.4}$ metastabilných minerálov tak, ako sa zaznamenali pri štúdiu jednak prírodných recentných a subrecentných vzoriek, jednak vzoriek z laboratórnych experimentov. Existenčné rozpätia hodnôt $d_{10.4}$ vychádzajú z matematických závislostí, ktoré sme uviedli v predchádzajúcich odsekoch.

V navrhovanej systematike je istým problémom vymedzenie vzťahov kalcitu a Mg kalcitu. Pre kalcit vyčleňujeme oblasť so zložením Ca_{100-95}, ktorá temer koreluje s doterajším vymedzením pre nízkohorečnatý Mg kalcit (< 4 mol % $MgCO_3$). Pre Mg kalcit sme odvodili existenčnú oblasť v rozmedzí $Ca_{95-75}Mg_{5-25}$, ako nám to vychádzalo z experimentov v Ca a Mg systémoch (Babčan et al., 1992, 1996).

Ca dolomit s chemickým zložením v rozsahu $Ca_{75}Mg_{25}$ až $Ca_{55}Mg_{45}$ má rovnaký pokles obsahu Ca a naopak rast obsahu Mg ako predchádzajúci člen Mg kalcit. Pre nestabilný karbonát chemickým zložením blízky dolomitu navrhujeme používať názov kvázidolomit (QD) s chemickým zložením v rozmedzí $Ca_{55}Mg_{45}$ – $Ca_{45}Mg_{55}$. Názov kvázidolomit navrhujeme prijať aj na odlíšenie od doterajšieho názvu *protodolomit*, ktorý nemal presnejšie vymedzené chemické zloženie.

Názvy ďalších nestabilných členov trigonálnej skupiny CaMg karbonátov, ako aj ich chemické zloženie a hodnoty $d_{10.4}$ reflexií majú zatiaľ pracovný charakter. Ich ekvivalenty zo začiatku Mg dolomitovej skupiny sa našli v prírode a potvrdili sa experimentálne (Erenburg, 1961; Spotl a Wright, 1992; Babčan a Ševc, 2001). Dá sa očakávať, že sa v budúcnosti pripravia aj členy zo skupiny Ca magnezitu.

Záver

Závislosti medzi štruktúrnymi hodnotami reflexií $d_{10.4}$ stabilných trigonálnych CaMg karbonátov (kalcitu, dolomitu a magnezitu) sa ukázali ako výsostne matematické, premietli sa i do chemického zloženia a stali sa podkladom na nomogram výpočtov zastúpenia $CaCO_3$ a $MgCO_3$ v uvedenom type karbonátov.

Matematické vzťahy v skupine stabilných CaMg karbonátov sa stali modelom aj pre systematiku nestabilných karbonátov zahŕňajúcich Mg kalcit, Ca dolomit, kvázidolomit, Mg dolomit a Ca magnezit. Názov kvázidolomit (QD) sa navrhuje ako náhrada za názov *protodolomit*, ktorého chemické zloženie a štruktúra neboli presne vymedzené.

Mineralia Slovaca, 34 (2002), 245–250

DISKUSIA

Prejavy pohorelskej línie v okolí hrončeckého žulového masívu

DUŠAN KUBÍNY

Trieda SNP 32, 974 00 Banská Bystrica

(Doručené 26. 8. 2001, revidovaná verzia doručená 10. 9. 2002)

Demonstrations of Pohorelá line in surroundings of Hrončok granite massif

The Pohorelá fault line with significant geotectonic signs have been clarified by many geologists of past and present generations. Its complicated development has been mapped and proved between Hájna hora volcanites, south of Brezno, and Poľana Mts. volcanites. In this segment of the line granites of Hrončok type intruded in Cretaceous.

Latter neotectonic faults of different directions created distinct tectonic junctions in several segments of Pohorelá fault line. Many block slides were developed in Hrončok valley and its surroundings. Several tectonic fractures and slides in the area of Pohorelá fault line had been reactivated even several times.

Key words: Pohorelá fault line, Poľana Mts. volcanites, Hrončok type granites, Hrončok landslide

Tektonický fenomén veľkých veporských porúch bol a je predmetom osobitného záujmu geológov. Tektonické línie ako hranice geologických pásiem opísal už Uhlig (1903) a po niekoľkoročnom výskume veporika vydal Zoubek v roku 1935 prvú koncepčnú tektonickú mapu týchto porúch a geologických zón, ale ich pomenovanie doplnil až v roku 1957. Je nesporné, že všetky novšie geologické mapy nesú znaky Zoubkovej tektonickej skice, čo prezrádza jej vierohodnosť napriek tomu, že mapovanie vykonával v rokoch, keď bolo málo komunikačných možností.

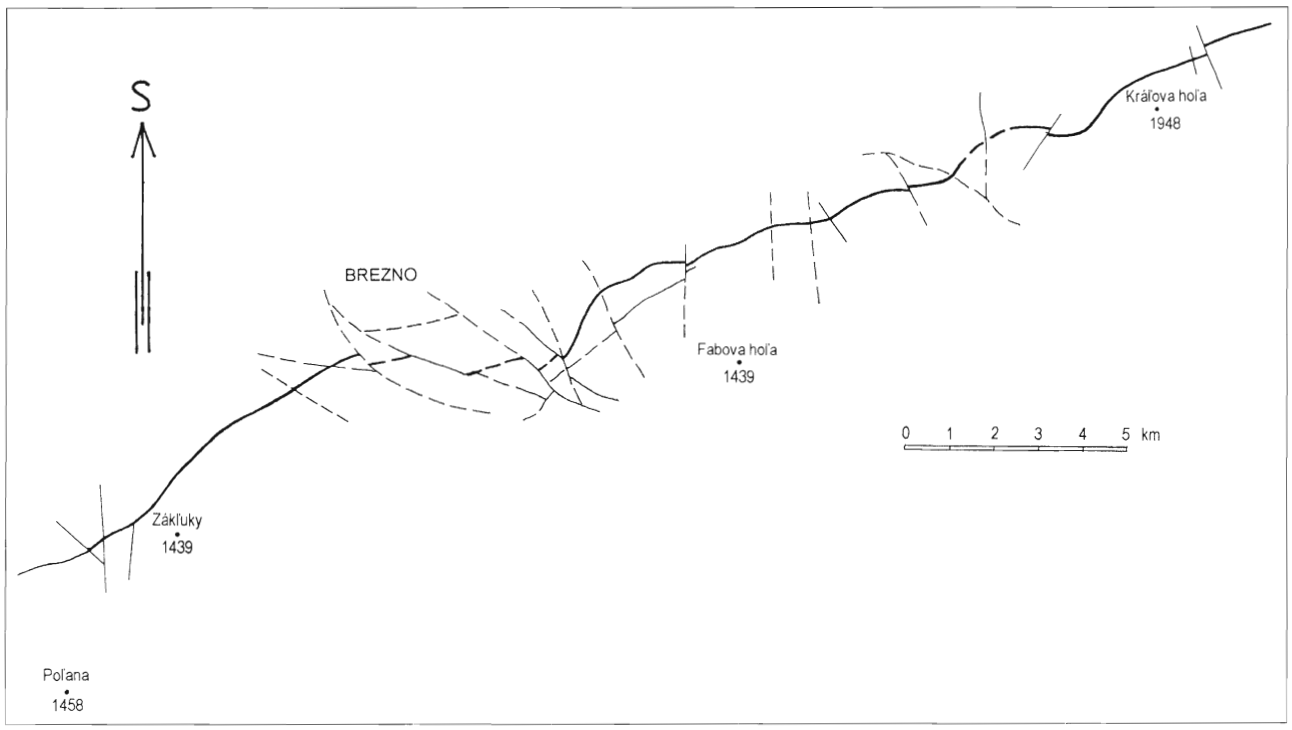
Veporské poruchy sa novšie zobrazili po rozsiahlom geologickom mapovaní územia republiky hlavne v rokoch 1952–1960 v edícii publikovaných geologických máp v mierke 1 : 200 000 listu Banská Bystrica a Vysoké Tatry. Na nich sa z mojich geologických máp odkreslil celý priebeh pohorelskej línie od vulkanitov Poľany až po mladopaleozoicko-mezozoické útvary paratektonického obalu Úplazu a Prednej hole na SV od Kráľovej hole (Kubíny, 1958, 1959).

Novšie (Klinec, 1971, 1976) v čiastočne modifikovanej podobe zobrazil pohorelskú líniu od Pohronskej Polhory po Pohorelú, ale nie ďalej na SV po Kráľovu hoľu. Pohorelskú a muránsku poruchu považuje za mladé zlomy – prešmyky vytvorené na vhodných starších poruchách. Západnú časť veporika pre edíciu geologických máp mierky 1 : 50 000 zmapoval a publikoval kolektív autorov pod vedením Bezáka (1999). Práve toto dielo bolo pre mňa hlavným impulzom na napísanie tohto polemizačného článku.

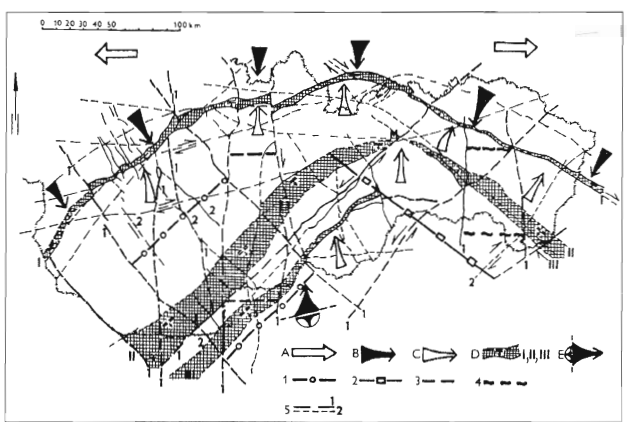
Je fakt, že veľké tektonické poruchy rozličného druhu vo veporiku sú odrazom blokových alebo tabuľových pohybov zemskej kôry vo veľkej škále geochronologického vývoja mnohých vrásnivých fáz v podstatne rozsiahlejšom areáli alpiníd a balkaníd. Veporské zóny a tektonické lineamenty smeru SV–JZ sú späté s redukčnými a subdukčnými procesmi, bez ktorých by nebol vznikol vrásovopríkrovový štýl stavby Západných Karpát a neboli by sa posunuli tabule rôznych veľkostných stupňov (Kubíny, 1980). S týmito procesmi súvisia polymetamorfné zmeny hornín veporika, ako ich veľmi výstižne opísal Siegel (1967). Z uvedenej drobnotektonickej analýzy, ale aj mnohých mojich petrografických a drobnotektonických štúdií jednoznačne vyplýva, že vo veporskom kryštaliniku sú kryštalické bridlice s primárnymi metamorfnými znakmi – napr. pararuly, fylity a pod. – často v susedstve kryštalických bridlíc alebo sa striedajú s kryštalickými bridlicami s niekoľkonásobne naloženou foliáciou a s inými metamorfnolineačnými znakmi, napr. diaftoritmi rozličného typu, blastomylonitmi a pod.

Konkrétne prejavy na pohorelskej línii

Jedným z veľkolepých prejavov sprostredkovateľskej funkcie hlbinnej poruchy bol kriedový prienik granitovej magmy do prostredia kriedovometamorfovaných, ale aj nemetamorfovaných kryštalických bridlíc. Celý intruzívny proces, petrografiu a geochémiu granitov a ich vzťah k iným karpatským granitoidom som podrobne opísal vo viacerých článkoch (Kubíny, 1958, 1959, 1962). Kantor (1959) metódou rádioaktívneho rozpadu K 40 na A 40 živcového a biotitového koncentrátu stanovil ich vek na 110 (živce) a 115 (biotit) miliónov rokov, čo zodpovedá



Obr. 1. Priebeh pohorelskej línie (zostavil Kubíny, 2001).
Fig. 1. Location of Pohorelá fault line (compiled by Kubíny, 2001).



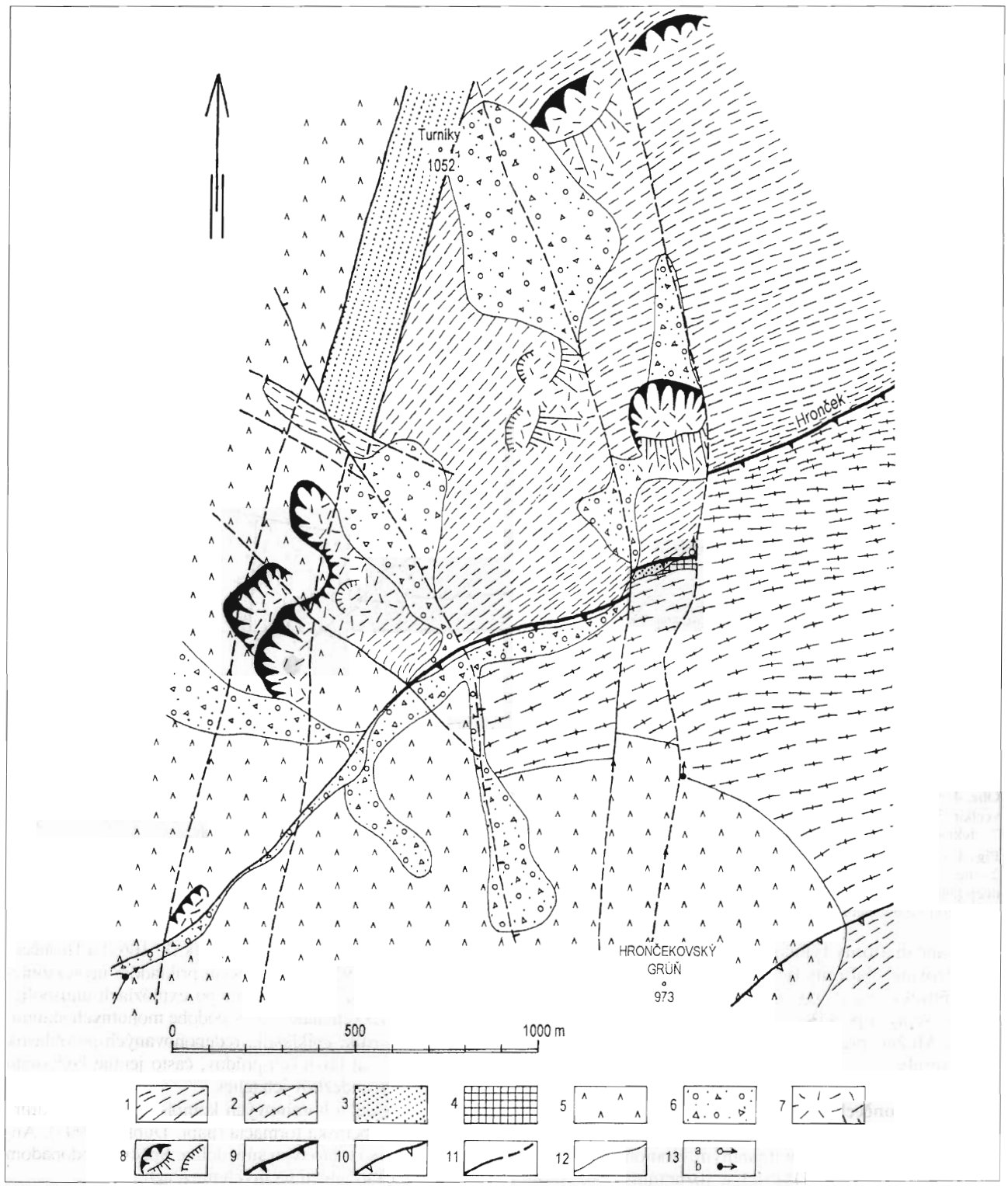
Obr. 2. Redukčné zóny Západných Karpát (zostavil Kubíny). A – smer platformných tlakov, B – smer protitlakov karpatského predpolia, C – smer pôsobenia tlakov čiastkových blokov západokarpatského bloku, D – redukčné zóny: I. – severná, II. – centrálna, III. – južná, E – smer tlaku panónskeho bloku, 1 – hlbinné zlomy labského systému, 2 – hlbinné zlomy balatonsko-volžského systému, 3 – hlbinné zlomy centrálnokarpatskej zóny, 4 – hlbinné zlomy východoslovensko-juhokarpatskej zóny, 5 – hlbinné zlomy regionálneho a nadregionálneho významu.

Fig. 2. Reduction zones of Western Carpathians (compiled by Kubíny). A – direction of platform pressure, B – direction of Carpathian foreland counterpressures, C – direction of partial blocks pressure activity of the West Carpathian block, D – reduction layers: I. north, II. central, III. south. 1 – deep faults of Labe system, 2 – deep faults of Balaton-Volga system, 3 – deep faults of Central-Carpathian zone, 4 – deep faults of East Slovakia-South Carpathian zone, 5 – deep faults of regional and over-regional importance.

austrijskej fáze vrásnenia. Pripúšťa, že ak by bol všetok Ar nahromadený do alpínskeho orogénu vypudený počas alpínskych vrásnivých fáz, mohli by byť granity staršie. Sám však poukazuje na to, že hneď vedľa vystupujúce granity sihlianskeho typu s podobnou geologickou históriou sú podľa metódy A/K 40 hercýnske.

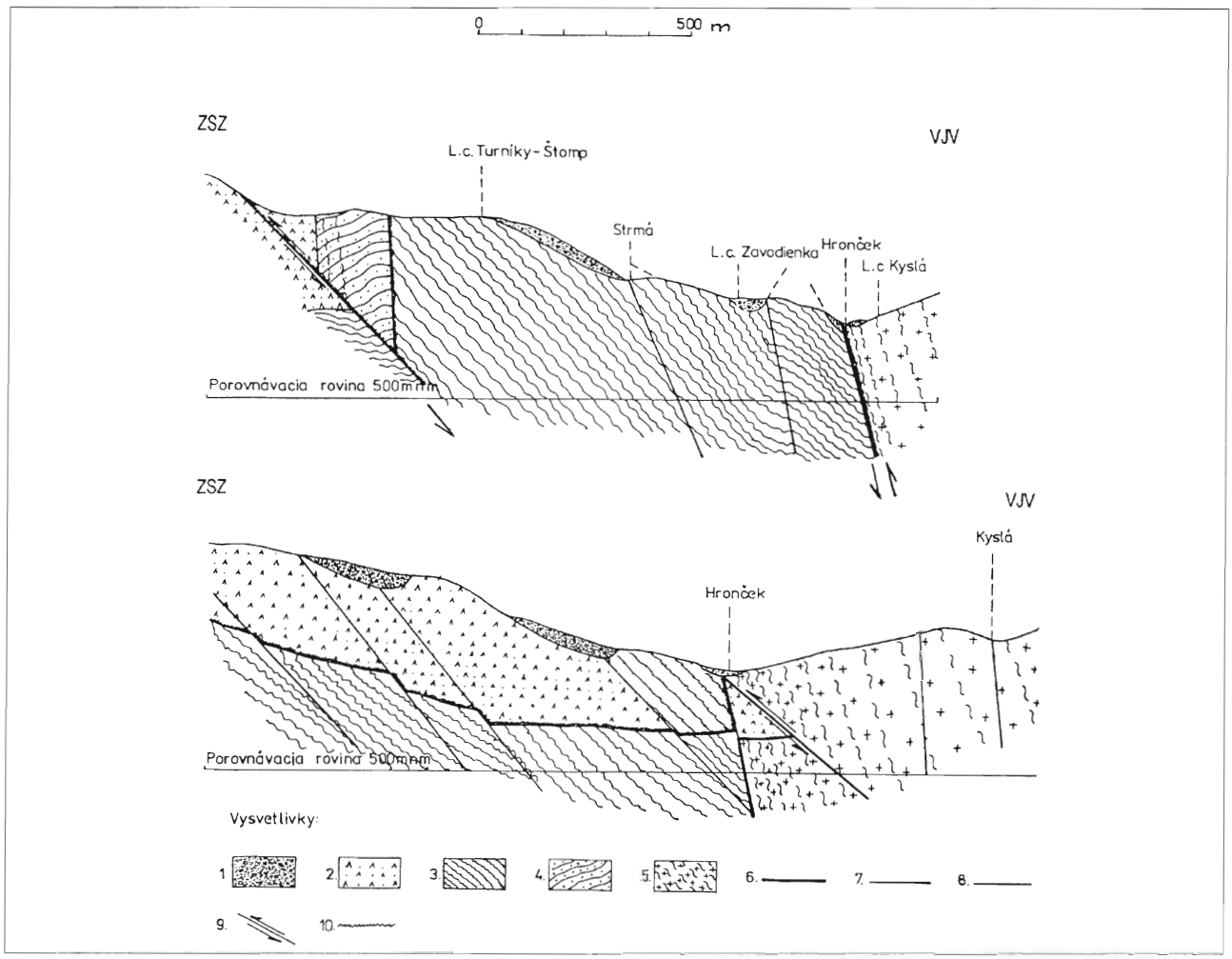
Nepravdepodobnú až zarážajúcu informáciu priniesol článok Pitoňáka a Spišiaka (1994). Na základe U-Th-Pb datovania na Zr je vek hrončeckého (nesprávne hrončockého) granitu 260 mil. rokov, Rb/Sr na biotite 214 mil. rokov, K/Ar na biotite cca 90 mil. rokov (Cambel, 1979). Podľa Petríka et al. (in Bezák et al., 1999) vek granitu podľa datovania Rb a Sr je 262 s toleranciou 29 mil. rokov, podľa Kotova et al. (in Bezák, 1999) v zmysle datovania U a Pb 278 s toleranciou 11 mil. rokov. Rozporuplné sú už samotné vykazované veky a konštatovanie autorov, že otázka veku granitu alpínsky – variský je zrejme uzavretá, je ešte rozporuplnejšia. Pochybnosti o variskom veku vyplývajú aj z článku Hóka a Hraška (1990), v ktorom autori konštatujú, že v hrončeckých granitoch nenašli štruktúrne prvky vzťahujúce sa na starší tektonometamorfný cyklus.

Starší ako strednokriedový vek neprichádza do úvahy aj preto, že hrončecké granitové telesá kontaminujú a migmatitizujú diaftority ako polymetamorfný produkt alpínskych, hlavne kriedových fáz vrásnenia. Ako výsledok tohto procesu vznikli v podstate v apikálnej časti intruzívneho telesa nasledujúce typy kryštalickej bridlice: a) rohovcová rula s prejavmi biotitizácie a feldšpatitizácie, b) migmatitizované až granitizované diaftority, c) migma-



Obr. 3. Pohorelská línia v tektonickozosuvnom území Hrončeka (zostavil Kubíny, 1980). 1 – fylonity, 2 – kremenec, 3 – dolomit, 4 – granit hrončeckého typu, 5 – vulkanity vcelku, 6 – sutina a redeponované akumulácie, 7 – deformované a gravitačne premiestnené horniny, 8 – svahovozosuvné poruchy, 9 – pohorelská tektonická línia I. radu, 10 – tektonická línia II. radu, 11 – zistené a predpokladané tektonické poruchy III. radu, 12 – geologické hranice, 13 – pramene: A – minerálny, B – obyčajné.

Fig. 3. Pohorelá fault line in tectonic-landslide area of Hrončeк (compiled by Kubíny, 1980). 1 – phyllonites, 2 – quartzites, 3 – dolomites, 4 – granites of Hrončeк type, 5 – volcanites undivided, 6 – debris and redeposited accumulations, 7 – deformed and gravity redeposited rocks, 8 – slope--slide fractures, 9 – tectonic line of the I. order – Pohorelá, 10 – tectonic line of the II. order, 11 – tectonic fractures of the III. order proved and assumed, 12 – geological boundaries, 13 – springs: A – mineral, B – common.



Obr. 4. Geologické rezy severnými svahmi Poľany (zostavil Kubíny, 1980). 1 – sekundárne horninové a zeminné akumulácie, 2 – neovulkanity vcelku, 3 – fylonity, 4 – dynamometamorfovaný kremenec a pieskovec, 5 – dynamometamorfovaný granit, 6 – pohorelský hlbinný zlom I. radu, 7 – tektonické poruchy II. radu, 8 – tektonické poruchy III. radu, 9 – smer posunu blokov, 10 – prietok podzemnej vody.

Fig. 4. Geological sections through northern slopes of Poľana Mts. (compiled by Kubíny, 1980). 1 – secondary rock and earthy accumulations, 2 – neovolcanites undivided, 3 – phyllonites, 4 – dynamo-metamorphic quartzites and sandstones, 5 – dynamo-metamorphic granites, 6 – Pohorelá deep fault of the I. order, 7 – tectonic fractures of the II. order, 8 – tectonic fractures of the III. order, 9 – direction of block movement, 10 – flow of underground waters.

titizované diaftority fylonitického typu, d) imbibované až granitizované diaftority fylonitického typu.

Granitický masív vo veľkom rozsahu kontaminovali šmuhy, septy a pecky starého variského plášťa (Kubíny, 1973). Možno preto označoval Zoubek (1928) granity ako ortoruly.

Styk hrončeckého masívu s vulkanitmi Poľany

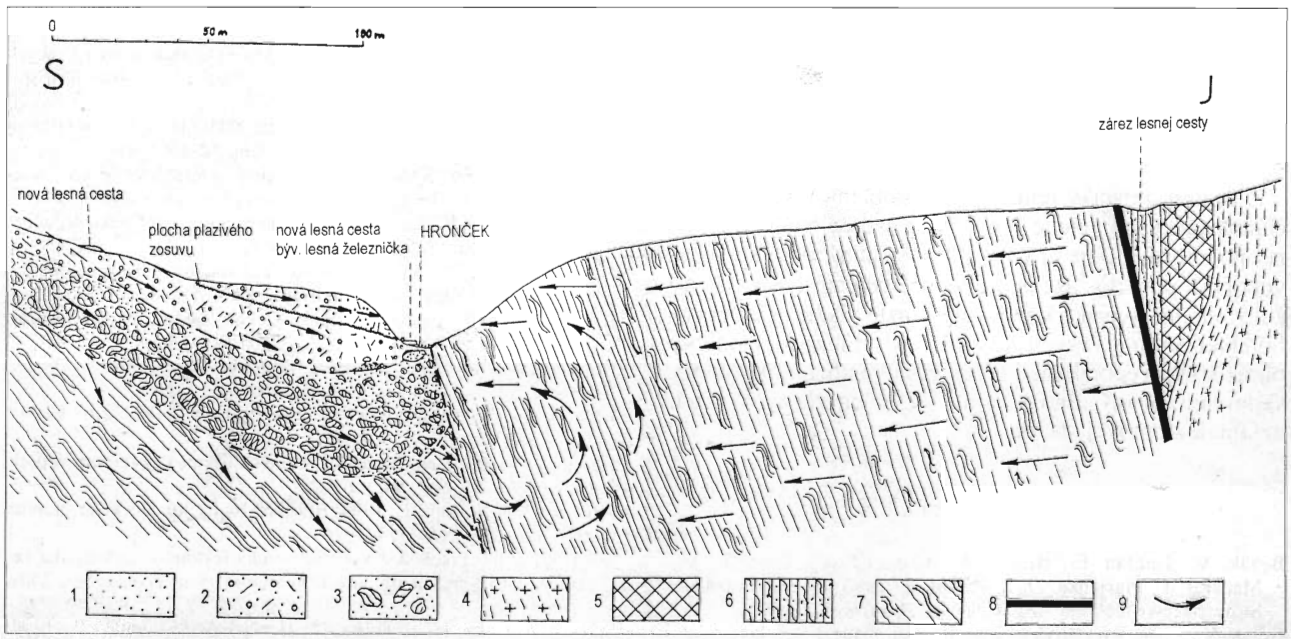
Pohorelská línia je dominantným zlomom až po styk s vulkanitmi. V doline Hrončeka je rozhraním medzi hrončeckými žulami s rôznym stupňom blastomylonitizácie podľa vzdialenosti od pohorelskej línie a mohutným pruhom fylonitov kraklovského kryštalinika rozsiahlo zosuvne porušeného blokovými zosuvmi. Je to obraz tektonických štruktúr a dejov do staršieho miocénu – okrem blokových zosuvov, ktoré môžu byť mladopliocénne a pleistocénne, ale aj recentné.

Dolina Hrončeka s územím Turník (k. 1067) a Hrončeckého grúňa (k. 973) je klasickým príkladom neotektonických štruktúr. Tie sa vytvorili po explóziách amfibolicko-pyroxenických andezitov v podobe mohutných akumulácií pyroklastík, epiklastík, redeponovaných pyroklastík a sporadicky aj lávových prúdov, často jemne lavicovito rozpukaných andezitových telies.

Takáto skladba horninových komplexov sa v literatúre opisuje ako abčinská formácia (napr. Dublan, 1997). Andezitové telesá tohto typu sú v doline Spády s vodopádom vysokým 15 m, ale aj na iných miestach.

V bádene sa územie Poľany vyzdvihlo, vulkanity tejto jej časti explodovali a vytvorili sa v strednom sarmate, t. j. pred 12 miliónmi rokov. Do stuhnutých vulkanitov sa ako prvé rejuvenovali zlomy pohorelského smerového systému prevažne ako prešmyky (Kubíny, 1992).

V atickej fáze vrásnenia sa vytvorili zlomy naprieč pohorelským systémom, t. j. zlomy smeru S–J a na nich



Obr. 5. Neotektonická štruktúra hrončeckého zosuvu na pohorelskej línii (zostavil Kubíny, 1980). 1 – náplavový štrkopiesok, 2 – zeminné akumulácie zosuvných deformácií, 3 – balvanoblokové akumulácie zosuvných deformácií, 4 – dynamometamorfované hrončecké granitové telesá, 5 – dynamometamorfované dolomitové telesá, 6 – dynamometamorfované kremencové a pieskovcové telesá, 7 – polymetamorfity – fylonity, 8 – pohorelská línia, 9 – smer zosuvne dynamizačných pohybov.

Fig. 5. Neotectonic structure of Hrončeck landslide in Pohorelá fault line (compiled by Kubíny, 1980). 1 – alluvial gravel sands, 2 – earthy accumulations of slide deformations, 3 – boulder-block accumulations of slide deformations, 4 – dynamo-metamorphic granites of Hrončeck type, 5 – dynamo-metamorphic dolomites, 6 – dynamo-metamorphic quartzites and sandstones, 7 – polymetamorphites – phyllonites, 8 – Pohorelá fault line, 9 – direction of landslide – dynamic movements.

vznikli malé klenby so značným výškovým rozpätím (až 500 m). Príkladom je kremencový mikroblok Turník, ktorý je zo Z v tektonickom kontakte s vulkanitmi a z V s fylonitmi. Tento mikroblok má v sebe zrejme veľmi anomálne a rozdielne stavy napätia.

Zlomy smeru SZ–JV tvoria i mikroblokové štruktúry s vertikálnymi presunmi. Obidva spomenuté systémy boli základnými štruktúrnymi dispozíciami na vznik aspoň troch generácií blokových zosuvov, ktoré sa aktivovali po geomorfologickom vytvorení reliéfu.

Výstavbou lesných ciest na temenách zosuvov, ktoré sa na to využívajú často, sa narušila rovnováha ich napätia a na viacerých miestach sa zosuvy reaktivovali.

Zlom prebiehajúci Turníckou a Mičovskou dolinou sa prejavuje ako najmladší, zrejme aktivovaný v niektorej z pliocénnych vrásnivých fáz. V niektorých prípadoch sa zlomy reaktivovali aj po akumulácii štvrtohorných sedimentov.

Diskusia

Príspevok je zameraný na tektonické aspekty pohorelskej línie, najmä v okolí hrončeckého žulového masívu. Prác s príbuznou tematikou pribúda. Niektoré dopĺňajú a spresňujú poznatky, iné – možno aj väčšina – majú tendenciu schematizovať a subjektivizovať geologické mapy a výsledky výskumu. Čo sa v minulosti urobilo dobre, netreba a priori meniť, lebo to vedie k čiastočne nepresnému až mätúcemu pohľadu na nové mapy a výskumné výsledky.

Sú prípady, keď autori po preskúmaní len niekoľkých – nie vždy optimálne vybratých vzoriek – vytvárajú nové teórie a robia ďalekosiahle vedecké závery, čo slovenskej geológii v podstate škodí. Takým príkladom môže byť aj článok Spišiaka et al. (1992), v ktorom autori dokumentovali neschopnosť chápať a pochopiť zložitejšie formy polymetamorfných procesov, ktoré vyprodukovali celú škálu metamorfovaných hornín – od progresívnych po krajne regresívne.

Genézou karbonátov v diaftoritoch sa zaoberá môj článok (Kubíny, 1963). Bez pochopenia genézy polymetamorfózy a retrográdnej metamorfózy veporského kryštalinika nemožno pochopiť vrásnenie celých Západných Karpát. Práve niekoľkonásobná redukcia kryštalinika a s ňou zákonite viacfázovo prebiehajúca dislokačná polymetamorfóza boli rozhodujúcim motorom sprostredkujúcim pohyb hlavných príkrovov druhohorných sérií hornín a podľa niektorých autorov aj častí kryštalinika.

Absolútne nepochopiteľné a úplne zlé je mapové zobrazenie pohorelskej línie a ďalších tektonických porúch vo veporskom kryštaliniku až ich absencia a vzťah k neovulkanitom Poľany (Bezák et al., 1999), do ktorých niektoré poruchy evidentne pokračujú (Kubíny, 1987). V edične vytlačenej geologickej mape (Bezák et al., 1999) sa pohorelská línia s mohutnými tektonometamorfnými prejavmi a magmatizmom akoby „vyparila" v údolí Čierneho Hrona. Je to zásadný nedostatok tejto mapy, hoci jej nemožno uprieť, že geologickú stavbu zobrazuje podstatne presnejšie ako staršie mapy. Žiaľ, chýba jej zvýraznenie alpino-

typných znakov. Geofyzikálne overenie a diferencovaný význam tektonických línií zobrazuje geofyzikálny atlas (Vozár a Šantavý, 1999).

Záver

Z pestrej mozaiky tematických problémov veporika sa článok diskusne venuje postaveniu nadregionálnej hlbinnej pohorelskej línie aj vo svetle vývoja názorov na veľké veporské poruchy. Rekapituluje postavenie hrončeckého žulového masívu ako kriedovej intrúzie viažucej sa na pohorelskú líniu a vysvetľuje zložitý štruktúrno-tektonický obraz styku veporského kryštalinika s vulkanitmi Poľany skompletizovaný množstvom blokových zosuvov v ich vzťahu k zlomovej stavbe.

Literatúra

Bezák, V., Dublan, L., Hraško, Ľ., Konečný, V., Kováčik, M., Madarás, J., Plašienka, D. & Pristaš, J., 1999: Geologická mapa Slovenského rudohoria – západná časť. *Bratislava, GSSR.*

Bezák, V., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 50 000. *Bratislava, GSSR, 178 s.*

Cambel, B. et al., 1979: Novyje dannyje opredelenija vozrasta porod Slovakii rubidij-stroncijevym i kalij-argonovym metodami i vozmožnosti ich interpretacii. *Geol. zbor. Geol. Carpath., 30, s. 45–60.*

Dublan, L., Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Hraško, Ľ., Vozárová, A. & Vozár, J., 1997: Geologická mapa Poľany (1 . 50 000). *Bratislava, GSSR.*

Hók, J. & Hraško, L., 1999: Deformačná analýza západnej časti pohorelskej línie. *Mineralia Slov., 22, s. 69–80.*

Kantor, J., 1959: Príspevok k poznaniu veporidných granitov podľa A/K 40 metódy. *Geol. práce, Spr., 16, s. 5–10.*

Klinec, A., 1971. Hlavné tektonické elementy východných veporíd. *Geol. práce, Spr., 57 s.*

Klinec, A., 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier. Regionálne geologické mapy Slovenska 1 · 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Kubíny, D., 1958: Poznámky o geológii, tektonike a metamorfizme veporíd južne od Hrona. *Geol. práce, Spr., 12, s. 64–84.*

Kubíny, D., 1959: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní v širšom okolí Kráľovej hole. *Geol. práce, Spr., 16, s. 143–176.*

Kubíny, D., 1959: Poznámky o tektonickom postavení a veku hrončockej žulovej intrúzie. *Geol. práce, Spr., 15, s. 33–42.*

Kubíny, D., 1962: Mladé granitoidy v Západných Karpatoch, ich vzťah ku granitoidom variským. *Geol. práce, Zoš., 62, s. 33–62.*

Kubíny, D., 1973 Tektonická mapa v okolí Zákľuk jz. od Čierneho Balogu, M 1 . 10 000. *Archív GP, Spišská Nová Ves.*

Kubíny, D., 1980: Über planetare Tektonik. *Z. geol. Wiss., Berlín, pp. 817–823.*

Kubíny, D., 1987· Prejavy neotektoniky v okolí Poľany. *Zpr Geogr. Úst. ČSAV, 24, 4, s. 73–76.*

Kubíny, D., 1992: Geotektonika vybraných území v severnom veporiku. *Geol. práce, Spr., 94, s. 69–73.*

Pitoňák, P & Spišiak, J., 1994: Blastomylonity hrončockého granitu. *Mineralia Slov., 26, s. 171–176.*

Siegl, K., 1967· Predbežné výsledky štúdia tektoniky kryštalinika veporíd a tatríd medzi Sihlou a Ďumbierom. *Acta geol. geogr Univ. Comen., 12 s.*

Spišiak, J., Caňo, F., Hovorka, D., Hrnčár, A. & Pitoňák, P., 1992. Karbonatické fylity v Kamenistej doline, veporikum. *Mineralia Slov., 24, s. 115–120.*

Uhlig, V., 1903: Bau und Bild der Karpaten Wien – Leipzig.

Vozár, J. & Šantavý, J., 1999: Atlas hlbinných, reflexných seizmických profilov Západných Karpár a ich interpretácia. *Bratislava, GSSR.*

Zoubek, V., 1928: Geologické studie z pohoří veporu na Slovensku. *Věst. St. geol. Úst., 4 s.*

Zoubek, V., 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěrům minerálních zřídel. *Věst. St. geol. Úst., 11, s. 85–115.*

Zoubek, V., 1957: Přehledná geologická mapa ČSR 1 . 200 000 a varšavská geol. kon. *Věst. Ústř. Úst. geol., 32, 4 s.*

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia Slovaca, roč. 34, č. 3–4

Obsah

Význam disperzných fáz v atmosfére 1
Recenzia 6
Ako využívajú environmentálne nerasty v Mexiku? 6
Kronika 8

Význam disperzných fáz v atmosfére

PETER ANDRÁŠ[1, 2] a IVAN KRIŽÁNI[1]

[1]Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica, andras@savbb.sk
[2]Slovenská agentúra životného prostredia, Tajovského 28, 974 01 Banská Bystrica, andras@sazp.sk

Úvod

Atmosféra Zeme je produktom vývoja zemskej kôry a jej osídľovania biotou. Hlavnými zložkami súčasnej atmosféry sú plyny, a to N (75,2 %), O (23,2 %), Ar (1,3 %), vodná para (0,24 %), oxid uhličitý (0,046 %) a prímesnými H, Ne, He a O_3. Súčasťou zemskej atmosféry boli, sú a vždy budú aj drobné častice kvapalných a tuhých látok. Pósfai a Molnár (2000) odhadujú hmotnosť tuhých látok rozptýlených v celej atmosfére Zeme približne na 20 mil. t.

Z uvedeného je zrejmé, že atmosféra Zeme je koloidálny systém, aerosól, ktorého disperzným prostredím je zmes plynov a disperznými fázami sú častice kvapalín, minerálov, organodetritu a živé organizmy. Častice disperzných fáz rozptýlených v atmosfére patria prevažne do zrnitostnej triedy pod 2 µm (Tölgyessy et al., 1989).

Podiel disperzných fáz na fyzikálnych a chemických procesoch je nepochybne významný najmä v prízemnej atmosfére – troposfére, hrubej 8–12 km. Dôležitú úlohu majú hlavne genetickou rôznorodosťou dané fyzikálne vlastnosti, chemické zloženie a veľký reakčný povrch disperzných fáz. Tieto fázy absorbujú a rozptyľujú slnečné žiarenie, čím priamo aj nepriamo regulujú teplotu, disponujú elektrickým nábojom, a preto plnia funkciu kondenzačných jadier, na ktorých vznikajú kryštáliky ľadu a kvapalné fázy, čím podmieňujú vznik oblačných systémov. Katalyticky usmerňujú priebeh medzifázových reakcií alebo samy reagujú s plynmi a kvapalinami, a tak ovplyvňujú priebeh samočistenia atmosféry a chemickú skladbu zrážkovej vody.

Klasifikácia disperzných fáz

Disperzné fázy sú rozličného pôvodu, vstupujú do zemskej atmosféry, vznikajú v nej alebo vypadávajú z nej ustavične. Minerálne častice sa generujú eolitickou eróziou pedosféry a hydrosféry, explozívnou sopečnou aktivitou, vstupom z kozmického priestoru a antropickou činnosťou. Kvapalné aj tuhé neminerálne častice vznikajú priamo v ovzduší z plynných prekurzorov alebo sú biogénneho či technogénneho pôvodu. Do výšky 1–2 km sú čiastočky rozložené viac-menej homogénne a možno ich pokladať za geochemické pozadie aerosólov (Junge, 1963).

Podľa miesta vzniku sa disperzné fázy rozdeľujú na terestrické – kontinentálne a marinné (Pósfai a Molnár, 2000), a extraterestrické – kozmický prach (Maštéková, 1999).

Terestricko-extraterestrický pôvod majú disperzné fázy emitované do atmosféry pri sporadických zrážkach asteroidov so Zemou. Veľkosť častíc disperzných fáz kolíše od nm do desiatok až stoviek µm. Husar a Whitby (1973) a Whitby (1978) ich rozdelili na dva zrnitostné typy (triedy), a to na

1. drobnozrnný typ *(fine-mode)*, do ktorého patria a) kondenzačné, ultrajemné častice (∅ < 0,01 µm), ktoré vznikajú ako produkt kondenzácie plynných prekurzorov, a b) akumulačné častice (∅ 0,01–1,0 µm), medzi ktoré patria prevažne tuhé alebo kvapalné častice vznikajúce v atmosfére koaguláciou alebo kondenzáciou plynných fáz na tuhých časticiach kondenzačného typu; a
2. hrubozrnný typ *(coarse-mode;* ∅ > 1,0 µm), do ktorého patria prevažne minerálne a organogénne častice (Covert et al., 1996; Hering et al., 1997) prírodného alebo aj technogénneho pôvodu (Juškin a Pavlišin, 1991).

Podľa pôvodu sa častice disperzných fáz rozdeľujú na primárne a sekundárne.

Vznik primárnych častíc disperzných fáz

Dve tretiny primárnych častíc vznikajú priamo na hladine oceánov (O'Dowd et al., 1997), väčšinu veľkých tvoria kryštáliky halitu (morskej soli), ale napriek tomu, že sa tvoria aj priamo z morskej vody, väčšina je výsledkom úniku plynov na morskej hladine pri praskaní bubliniek – veľké kvapky padajú do vody, menšie sa nadálej vznášajú v ovzduší a môžu sa transportovať na veľkú vzdialenosť.

Veľká časť primárnych častíc pochádza z kontinentov, najmä z ich aridných a semiaridných oblastí (Prospero, 1999). Hlavnou pevnou zložkou takýchto aerosólov je karbonatický materiál, C a organická hmota (Novakov, 1984). Do tejto skupiny patrí aj sopečný popol a sopečné plyny, kozmický prach, impaktové produkty, ako aj technogénne emisie.

Reziduálny minerálny materiál v hrubozrnnej frakcii obsahujú aj fosílne palivá (ílové a sulfidické minerály, karbonáty, chloridy a rozličné stopové prvky viažuce sa na častice popolčeka). V jemnozrnnej frakcii prevládajú oxidy kovov a nekovových prvkov, splodiny spaľovania a biomasa (Crutzen a Andreae, 1990), v urbánnych oblastiach aj oter asfaltu z komunikácií, z pneumatík, kovové častice uvoľňované trením a kavitáciou, plynné, kvapalné aj tuhé častice vojenského pôvodu, ako aj rádioaktívne produkty jadrových výbuchov a havárií jadrových elektrární.

Ročná produkcia disperzných častíc vznikajúcich nad hladinou oceánov sa odhaduje na 1000 a tvoriacich sa dezintegráciou litosféry a eolitickou abráziou pedosféry na 2000 Tg (Juškin a Pavlišin, 1999).

Vznik sekundárnych častíc disperzných fáz

Zložky polyfázového (aerosólového) systému sú v nepretržitej interakcii, pričom kondenzáty a pevné častice reagujú s plynnými zložkami ovzdušia.

Kondenzácia môže byť homogénna (ak sa na nej zúčastňujú iba plynné zložky) alebo heterogénna (ak prebieha na povrchu pevných častíc v interakcii s kvapalinami a plynmi). Osobitným typom heterogénnej kondenzácie sekundárnych disperzných fáz je vznik oblakov, hmly a smogu.

Pri nízkej saturácii ovzdušia plynmi nastáva kondenzácia, ak sú plyny v atmosfére výsledkom priamych chemických reakcií v ovzduší. V takom prípade vznikajú sulfáty a organické zlúčeniny. Ďalší typ mechanizmu kondenzácie sa aktivuje pri ochladení ovzdušia, čo vedie k jeho supersaturácii parou istého zloženia. V atmosfére tak vznikajú karbonátové častice alebo oxidy kovov (Pósfai et al., 1999).

Homogénna nukleácia je typická kondenzácia jedného, dvoch alebo aj viacerých plynov počas tvorby kvapalných častíc v atmosfére (napr. spoločná kondenzácia SO_2 s vodnou parou za vzniku H_2SO_4).

Heterogénna nukleácia je veľmi účinná, ak sa na nej zúčastňujú častice rozpustné v kvapaline kondenzujúcej sa vodnej pary. Niektoré nerozpustné častice môže obaľovať povlak vody a stávajú sa jadrami na tvorbu väčších častíc. Tak vzniká značná časť atmosférických sulfátov na čiastočkách morskej soli a tvoria sa sulfáty na časticiach sadze (Pósfai et al., 1999). Na takéto častice sa potom často nabaľujú organogénne čiastočky.

Vznik oblakov a hmly je ďalším dôležitým spôsobom tvorby heterogénnych sekundárnych častíc. Hmla a vodné kvapky oblakov absorbujú stopové množstvo plynov z ovzdušia hneď od svojho vzniku. Časť plynov sa rozpúšťa vo vode a tvorí ióny, ktoré potom v kvapalnej fáze reagujú s inými absorbovanými zložkami a tvoria nové zlúčeniny. Väčšina takýchto aerosólových častíc sa zúčastní na niekoľkých cykloch skôr, ako vypadne z atmosféry.

Pri tvorbe hmly a oblakov je najdôležitejším chemickým procesom adsorpcia SO_2 pri jeho premene na SO_4^{2-} prebiehajúca v nasledujúcich štyroch štádiách. Je to oxidácia 1. O v prítomnosti katalyzátorov Mn a Fe, 2. absorbovaným O_3, ktorý je dominantným oxidačným činidlom v oblačných systémoch oceánskeho pôvodu, 3. rozpustným H_2O_2 (hlavne ak pH < 5) a 4. O_2 iniciovaná –OH skupinami (Snider a Vali, 1994).

Transport

Transport súvisí s dynamikou atmosféry. Zdroje energie pohybu sú rozmanité. Hlavným je Slnko, ďalším diferenciálna rýchlosť rotácie Zeme a jej vzdušného obalu a tretím vnútorná energia Zeme (magnetizmus, zemské teplo, sopečná emanácia a gravitácia). Ustavične rastie význam energie budenej človekom z fosílnych palív, vody a z jadrovej energie.

Hlavné atmosférické pohyby sú horizontálne a vírivé. Horizontálne sú v troposfére pomalšie pri povrchu Zeme a ich rýchlosť s výškou narastá. V zónach tangenciálneho styku protismerných horizontálnych prúdov vznikajú vírivé pohyby – na severnej hemisfére ľavotočivé a na južnej pravotočivé. Viac-menej tak vznikajú cyklóny. Pri lokálnom prehriatí ovzdušia nad hladinou mora sa vytvára vzostupné prúdenie. Keď sa horizontálne prúdenie spojí s rotačným, rodí sa uragán. Podobný mechanizmus menšieho rozsahu nad kontinentmi vytvára tornádo. Efektom spomenutých javov je nasúvanie rôznorodých častíc zo zemského povrchu a z vodnej hladiny do ovzdušia.

Pri horizontálnom a vertikálnom transporte sa disperzné fázy zrnitostne rozvrstvujú: hrubozrnnejšie sa udržiavajú v spodných vrstvách ovzdušia, a to spravidla iba počas rýchleho prúdenia atmosféry, jemnozrnnejšie až ultrajemnozrnné stúpajú až do výšky troposféry a výnimočne aj do stratosféry (napr. pri sopečných výbuchoch alebo ich tam vynášajú priamo technické prostriedky v podobe spalín raketových a leteckých motorov).

Aerosóly transportuje vietor a nepravidelné turbulencie, a to často aj tisícky km. Transport na veľkú vzdialenosť najčastejšie prebieha vo výške okolo 8000 km.

Saharský piesok je prenášaný ponad severný Atlantický oceán a Stredozemné more (Dayan et al., 1991) a charakteristické preň je homogénne zloženie (Patterson et al., 1997): vyše 60 % kremeňa, zvyšok tvorí kaolinit, živce, sľuda a illit. Avila et al. (1997) opísali zo Španielska tzv. červený dážď, ktorý spôsobujú prímesi saharského piesku takéhoto minerálneho zloženia: illit, kremeň, smektit, palygorskit, kaolinit, kalcit, dolomit a živce. Aerosóly zloženia smektit – kaolinit – kremeň – dolomit pochádzajú zo západnej Sahary, z Maroka, Atlasu alebo z centrálneho Alžírska, ale aerosóly s časticami kalcitu a palygorskitu zo severosaharskej oblasti (Schütz a Sebert, 1987). Pomer illit/kaolinit rastie z J na S, nemení sa ani dlhým transportom a možno podľa neho rozlíšiť pôvod častíc zo Sahelu, centrálnej a južnej Sahary, ako aj zo severnej a západnej Sahary. Pri dlhom transporte v aerosóle postupne rastie až prevažuje množstvo stále menších častíc, klesá podiel väčších kremenných zŕn, väčšie klesajú k zemskému povrchu a v mase častíc nadobúdajú stále väčší význam ílové minerály a perie. Štvrtina až polovica afrického prachu má po transporte priemer 2–2,5 μm, kým väčšina aerosólov nad Saharou väčší ako 10 μm (Duce, 1995).

Prachové častice z Číny sú hojne transportované ponad Tichý oceán do Severnej Ameriky (Uematsu et al., 1983). Častice veľké 2–5 μm sa dostávajú najviac 100 km od zdroja (Golytsin a Gillette, 1993), ale aj tak okolo 80 % aerosólov zachytených v ovzduší blízko Havajských ostrovov pochádza z ázijských zdrojov (Parrington et al., 1993), najmä z centrálnej Ázie a Tadžikistanu. Obsahujú veľa kremeňa, živcov a karbonátov (± kyanit, akermanit a spinel), môžu

reagovať s inými atmosférickými aerosólmi a meniť svoje chemické zloženie (Dentener et al., 1996) a sú premiešané s aerosólmi z východoázijských zdrojov (Gao et al., 1992). Podľa niektorých modelov Dentenera et al. (1996) je výsledkom heterogénnych reakcií SO_2 s ázijskými minerálnymi aerosólmi bohatými na Ca hojný výskyt sulfátových častíc unášaných v asociácii s veľkými prachovými časticami.

Trvanie disperzných fáz v atmosfére nie je rovnaké, ale závisí od rýchlosti prúdenia vzdušnej hmoty, veľkosti unášaných častíc a od toho, aké produkty vznikajú medzifázovými reakciami. Ak sú výsledkom fyzikálnochemických procesov častice zväčšujúce vlastný objem, postupne klesajú k zemskému povrchu.

Častice aerosólov môžu z atmosféry vypadávať „suchou" alebo „mokrou" cestou. Pri „suchom" vypadávaní menšie častice vertikálne transportuje nepravidelná turbulentná difúzia. Ak koncentrácia častíc v ovzduší smerom do výšky rastie, častice sú usmerňované do vyšších vrstiev atmosféry a naopak. Turbulentná difúzia však nevedie k vypadávaniu častíc z atmosféry. Aby častice vypadávali, musí sa pri vypadávaní uplatniť aj sedimentácia alebo Brownova difúzia.

Pri „mokrom" vypadávaní častíc z ovzdušia prebieha plynulá interakcia aerosólov. Väčšiu časť v ovzduší zachytávajú kvapky pri tvorbe oblakov a menšia vypadáva ako výsledok termickej koagulácie medzi časticami a zložkami oblačného systému.

Hlavné typy častíc v aerosóloch

Prach

Najväčšie častice atmosférických aerosólov tvorí minerálny prach. Pochádza hlavne z aridných a semiaridných regiónov severnej Afriky, Stredného východu, Austrálie, centrálnej Ázie, z okolia Aralského jazera, z púšte Kalahari a Atacama.

Pre častice pochádzajúce z kontinentov je charakteristický obsah Al. Mineralogicky medzi nimi prevláda kremeň, ílové minerály, sľuda, živce a kalcit. Na povrchu ílovitých častíc sú časté relikty vtáčieho peria.

Na povrchu čiastočiek obsahujúcich kovové prvky (napr. Fe) môže za účinkovania vody asociovanej s metalickou čiastočkou prebiehať fotochemická redukcia Fe^{3+} na Fe^{2+}, pričom sa uvoľňuje $OH^{\cdot}$, ktoré je hlavným oxidačným činidlom v atmosfére. Fe sa môže redukovať aj ako výsledok tvorby H_2O_2. Prísun Fe z aerosólov je dôležitý pre rast planktónu, je základom potravinového reťazca (Pósfai a Molnár, 2000) a vyskytuje sa napríklad v aerosóloch obsahujúcich rezíduá smektitu a goethitu nad severným Atlantickým oceánom a v popolčekových časticiach.

V aerosóloch môžu reagovať aj iné kovy, ale niektoré z nich predstavujú nezanedbateľné environmentálne riziko. Al, Ti a Mn sa všeobecne pokladajú za súčasť minerálov aerosólov a prevažne sa vyskytujú iba vo frakcii väčších čiastočiek, kým Pb, Zn, Cu, Cr a Cd sú typické pre antropogénne znečistenie atmosféry a vyskytujú sa vo frakcii častíc pod 1 μm (Molnár et al., 1993).

Environmentálny efekt aerosólov obsahujúcich kovy je regionálny až lokálny a vykazuje významné variácie. Napr. rozvojové krajiny vyrábajúce olovnatý benzín produkujú aerosóly bohaté na Pb. Rieky a atmosféra prinášajú do oceánov rovnaký podiel Fe, Cu, Ni a As, kým Zn, Cd a Pb pochádzajú predovšetkým z atmosféry. Hong et al. (1994) pri výskume grónskych ľadovcov zistili, že najviac Pb je v nich z čias antického Grécka a Rímskej ríše, keď sa Pb používalo každodenne vo veľkom meradle (olovený riad, nádoby, príbor aj nástroje).

Minerálne prachové častice rozptyľujú a absorbujú viditeľné aj infračervené žiarenie. Väčšie množstvo aerosólov v atmosfére spôsobuje ochladenie, ale v spektrálnej oblasti infračerveného žiarenia zvyšuje skleníkový efekt, a tak dôsledkom môže byť prehriatie atmosféry a ochladenie zemského povrchu (Tegen et al., 1996). Prach v atmosfére býva často dominantným činiteľom pri ochladzovaní troposféry, napr. v oblasti severného Atlantického oceána, západnej Afriky, Červeného mora a severnej časti Tichého oceána.

Na optické vlastnosti má vplyv tvar a veľkosť aerosólových častíc. Ako výsledok hygroskopických procesov veľkosť týchto častíc ovplyvňuje ich rast. Výskum polárnych ľadovcov a morských sedimentov potvrdil, že obsah prachu v atmosfére kolísal aj v dávnych geologických dobách, a to aj v spojitosti s klimatickými zmenami. V období glaciálov bola koncentrácia prachu v atmosfére výrazne vyššia – 50 ng/m^3 v interglaciáloch a 1000 až 2000 ng/m^3 v glaciáloch (Tegen et al., 1996).

Halit

Halit je najčastejšou zložkou aerosólov v zemskej atmosfére. Aerosóly vznikajú vo vetre na povrchu morskej hladiny pri praskaní vzduchových bubliniek. Na južnej hemisfére sú v oveľa väčšej koncentrácii ako sulfáty (okolo 60 %), a preto majú rozhodujúci vplyv na klimatické podmienky (Charlson et al., 1992). Aerosóly obsahujúce halit sú prevažne veľké 2–4 μm, ale halitové častice v ovzduší niekedy až x . 100 μm (väčšina je nad 200 nm, ale sú aj menšie ako 80 nm). Transportujú sa na veľkú vzdialenosť, často aj nad vzdialené kontinenty, ochladzujú atmosféru a tvoria akési kryštalizačné centrá na tvorbu mrakov.

Vo výške v aerosóloch morskej vody kryštalizuje halit aj hydrosulfáty. Pri ich interakcii s plynmi kondenzáciou, rozpúšťaním a potom oxidáciou vznikajú na ich povrchu sulfáty a nitráty. Sulfáty obsahujú v rozličnom pomere hlavné prvky rozpustné v morskej vode, a to Na, Mg, Ca a K. Tyčinkovité kryštály majú vysoký obsah Ca.

Sulfáty

Sulfáty v aerosóloch majú antropogénny, biogénny alebo vulkanický zdroj (Möller, 1995) a pri ich vzniku je rozhodujúci obsah SO_2. Ten býva najmä antropogénnej (Khun a Ďurža, 2000) alebo vulkanogénnej povahy, no môže byť aj dôsledkom biogénnych emisií dimetylsulfidu a karbonylsulfidu (Andreae a Crutzen, 1997). V oceánskom prostredí uvoľňuje plyny obsahujúce S aj fytoplanktón (Andreae, 1986). Fotochemické procesy spôsobujú oxidáciu dimetylsulfidu na SO_2 a nasledujúci vznik sulfátov priamo závisí od intenzity slnečného žiarenia (Mészáros, 1999). Sulfáty v atmosfére majú vplyv na globálne ochladzovanie.

Pri vulkanickej činnosti sa uvoľňuje veľký objem plynov a tie v atmosfére stúpajú do veľkej výšky. Explozívna sopečná činnosť má významnú úlohu v produkcii sírnych plynov. V obdobiach jej zvýšenej aktivity sa v atmosfére masívne tvorili sulfáty a zúčastňovali sa na globálnom ochladzovaní.

Erupcia sopky El Chichon v Mexiku roku 1983 spôsobila ochladenie severnej hemisféry o 0,5 °C, ktoré sa prejavovalo až do roku 1985 (Michalsky et al., 1990). Aj výbuch sopky Mount Pinatubo na Filipínach roku 1991 mal za následok globálne ochladenie o 0,5 °C roku 1992 (Lacis a Mischenko, 1995). Na S extrémne bohaté emisie pri erupciách sú výsledkom frakcionácie prchavín obsahujúcich S vo vrchných častiach magmatického kozuba pred erupciou (Keppler, 1999).

60 až 80 % exhalátov S je antropického pôvodu. Väčšina z nich pochádza zo severnej hemisféry. Najviac S emitujú do atmosféry elektrárne pri spaľovaní uhlia a dôsledkom sú tzv. kyslé dažde. Sulfáty kontinentálneho pôvodu sa tvoria z $(NH_4)_2SO_4$, pretože nad

kontinentmi je v atmosfére pomerne vysoká koncentrácia NH_3. Zloženie sulfátov v morskej atmosfére zodpovedá rovnovážnemu stavu H_2SO_4 <----> $(NH_4)_2SO_4$ (Clarke et al., 1987).

Sulfáty sa miešajú aj s inými časticami (SO_2 sa napr. často kondenzuje na povrchu sferuliek sadze) a majú významnú úlohu aj pri tvorbe mračien.

Sadza

Sadza je zmesou grafitu a organického C a je najsilnejším sorbentom solárneho žiarenia v ovzduší. Pri spaľovaní fosílnych palív a vegetácie sa tvoria uhlíkové častice, ktoré sa bežne označujú ako sadza. Veľké množstvo sadze vzniká pri požiaroch v tropických pralesoch. Napr. pri požiari indonézskeho pralesa v auguste až decembri 1997 sa uvoľnilo do atmosféry viac sadze ako pri požiari ropných vrtov v Kuvajte počas vojny s Irakom roku 1991 (Levine, 1999). Sadza produkovaná oxidáciou biomasy sa spravidla vyznačuje obsahom K (Turn et al., 1997), kým sadza produkovaná spaľovaním ropy a ropných derivátov obsahom V. Značné množstvo sadze takéhoto pôvodu pochádza z leteckých motorov.

Inú skupinu predstavuje sadza a popol s kovovou prímesou. V atmosfére severnej hemisféry túto prímes spravidla reprezentuje vysoký obsah Fe, Mn a Zn, ktoré pochádzajú hlavne zo spaľovania uhlia (Pósfai et al., 1999). C s kovmi často vytvára kryštály (Grgic et al., 1993).

Uhlíkové častice tvoria vo výške 10–11 km obal okolo Zeme (Blake a Kato, 1995), ale môžu klesnúť aj do nižších vrstiev troposféry. Ich množstvo závisí napr. od pomeru vzduch/dym alebo od množstva splodín produkovaných dieselovými motormi. Majú typickú morfológiu. Tvoria ich pevné sferuly (Lahaye, 1992) vyznačujúce sa charakteristickou mikroštruktúrou turbostratických grafitických polôh. Často sú pokryté hygroskopickým povlakom.

150-členný tím vedcov z USA, Nemecka, Holandska, Rakúska, Švédska, Indie a z radu ďalších krajín roku 2000 publikoval výsledky projektu INDOEX – INDian Ocean Experiment a konštatoval neočakávane rozsiahle znečistenie ovzdušia nad celou severnou časťou Indického oceána škodlivými látkami pochádzajúcimi z južnej a juhovýchodnej Ázie. Emisie počas zimných monzúnov značne zaťažujú ovzdušie na ploche vyše 10 miliónov km^2, vrstva smogu, rozprestierajúca sa od hladiny mora až do výšky 3 km, pokrýva obrovskú časť skúmanej oblasti a nezvyčajne tmavý opar pochádza zo sadze silne absorbujúcej slnečné žiarenie, ale obsahuje aj sírany, popolček a minerálny prach. Tieto aerosóly na jednej strane zmierňujú zohrievanie oceána asi o 15 %, ale na druhej sa zúčastňujú na zohrievaní hraničnej vrstvy asi o 0,4 °C za deň.

Skúsenosti z Japonska naznačujú zaujímavú súvislosť: úplná absencia sadze v ovzduší môže vplývať na životné prostredie negatívne, lebo jej častice sa významne zúčastňujú na neutralizácii tzv. kyslých dažďov.

Bioaerosóly

Organogénne častice tvoria bioaerosóly. Vznikajú na povrchu vodných plôch z vodných bubliniek obsahujúcich planktón, z vegetácie, pôdy, spór, peľu, humusu a baktérií. Vyskytujú sa aj vo veľkej výške a môžu mať až 30–55 μm (Campbel et al., 1999). Ich hlavným zdrojom je tropická vegetácia, útržky listov, planktón, mikroorganizmy, baktérie a vírusy. Sú v hrubozrnnej aj drobnozrnnej frakcii aerosólov. Majú významnú úlohu v geochemickom cykle K a Zn. Za istých okolností dokonca aj v urbánnych oblastiach tvoria až 30 % aerosólových častíc. Môžu tvoriť kryštalizačné centrá – dobrý základ kryštálikov ľadu.

Špeciálne antropogénne aerosóly

Hoci antropogénne zastúpenie je aj v doteraz opísaných skupinách aerosólov, je aj rad aerosólov, ktoré sú takmer výlučne produktom antropickej činnosti. Do tejto osobitnej skupiny patria častice, ktoré sa do ovzdušia dostali a dostávajú pri činnosti človeka, pri výrobe energie, rozvoji cestnej, železničnej, vodnej a vzdušnej dopravy (leteckej aj raketovej), pri ťažbe a úprave nerastných surovín a pri rozvoji poľnohospodárstva. Do rovnakej skupiny aerosólov patria napr. aj rádioaktívne častice pochádzajúce z havárií jadrových elektrární a z experimentálnych jadrových explózií.

Diskusia

Veľký záujem o aerosóly vyplýva z poznania ich negatívneho vplyvu na čistotu životného prostredia, na počasie a klimatické pomery. Aerosóly regulujú teplotné výkyvy priamo aj nepriamo. Absorbujú a rozptyľujú slnečné žiarenie, a tak modifikujú pomery na Zemi. Disperzné častice menšie ako 1 μm majú v aerosóloch funkciu jadier na kondenzáciu pary a pomáhajú pri tvorbe oblačných systémov, čím nepriamo ovplyvňujú fyzikálnoradiačné podmienky na zemskom povrchu.

Značná časť tuhých zložiek aerosólov zachytených filtrami vykryštalizuje a nedá sa odlíšiť od pôvodných minerálov zemskej kôry. Niekedy sa dajú aerosóly prirovnať k horninám. Rovnako možno hovoriť o typických morských a kontinentálnych aerosóloch práve tak, ako sa rozlišuje čadič od žuly ako charakteristické horniny oceánskej a kontinentálnej kôry. Obidva typy aerosólov obsahujú viac typov častíc, ktoré možno prirovnať k minerálom hornín, ale na rozdiel od minerálov hornín sú poznatky o mineráloch atmosférických aerosólov veľmi rudimentárne (Warneck, 1988; Hobbs, 1993; Charlson a Heintzenber, 1995; Seinfeld a Pandis, 1998; Brasseur et al., 1999).

Prírodné zdroje podmieňujúce vznik aerosólov sú viac-menej konštantné: na vzniku disperzných fáz v ovzduší sa zúčastňujú $\Sigma = 3000$ Tg. Progresívny rast tohto objemu súvisí s rastom antropickej činnosti. Dôsledkom je znečisťovanie morí ropou, chemikáliami a tuhými látkami, odlesňovanie krajiny, intenzifikácia a rozširovanie poľnohospodárskej produkcie, expanzia púští a pod. Urbanizácia spôsobuje znečistenie ovzdušia karcinogénnymi submikroskopickými čiastočkami chryzotilazbestu, asfaltu a gumy, do ovzdušia sa dostávajú splodiny z explózií v baniach, z vojenských stretnutí, prach z odkalísk a pod.

Vysoká koncentrácia častíc v ovzduší môže výrazne znížiť aj viditeľnosť. Niektoré typy častíc spôsobujú kyslosť atmosféry, kým iné sú dôležité pre zdravie organizmov. Disperzné častice obsiahnuté v aerosóloch majú významnú úlohu aj pri tvorbe hlbokomorských sedimentov (Pósfai a Molnár, 2000).

Minerálne prachové častice rozptyľujú a absorbujú viditeľné aj infračervené žiarenie. Väčšie množstvo aerosólov v ovzduší spravidla spôsobuje ochladenie, kým v spektrálnej oblasti infračerveného žiarenia zvyšuje skleníkový efekt, a tak dôsledkom tohto mechanizmu môže byť prehriatie ovzdušia a ochladenie zemského povrchu (Tegen et al., 1996). Prach v ovzduší býva často dominantným činiteľom pri ochladzovaní troposféry napr. v severnom Atlantickom oceáne, v západnej Afrike, v oblasti Červeného mora alebo severného Tichého oceána.

Aj tvorba oblačných systémov viac-menej závisí od prítomnosti častíc v aerosóloch ovzdušia. Kondenzácia pary sa vždy začína na povrchu pevných častíc aerosólov ovzdušia, ktoré pôsobia ako kondenzačné jadrá (najúčinnejšie sú mikročiastočky halitu a najjemnejšie prachové zrnká). Bez aerosólov sa ani v stopercentne parou nasýtenom ovzduší oblak nevytvorí.

Na stupeň znečistenia ovzdušia môžu vplývať klimatické podmienky (napr. inverzia) a na druhej strane znečistenie ovzdušia môže ovplyvňovať viditeľnosť, meniť teplotný režim (ochladzovanie alebo otepľovanie) a podmieňovať tvorbu tzv. kyslých dažďov.

Literatúra

Andreae, M. O., 1986: The ocean as a source of atmospheric sulfur compounds. *In: Buat-Ménard, P (ed.): The role of air-sea exchange in geochemical cycling. Dordrecht, Reidel, pp. 331–362.*

Andreae, M. O. & Crutzen, P J., 1997: Atmospheric aerosols: Biochemical sources and role in atmospheric chemistry. *Science (Washington), 276, pp. 1052–1058.*

Avila, A., Queralt-Mitjans, J. & Alarcón, M., 1997: Mineralogical composition of African dust delivered by red rains over northeastern Spain. *J. geophys. Res., 102, 21 pp. 977–21 996.*

Blake, D. F. & Kato, K., 1995: Latitudinal distribution of black carbon soot in the upper troposphere and lower stratosphere. *J. geophys. Res., 100, pp. 7195–7202.*

Brasseur, G. P., Orlando, J. J. & Tyndall, G. S., 1999: Atmospheric chemistry and global change. Oxford: Oxford Univ. Press., 342 p.

Campbel, I. D., McDonald, K., Flannigan, M. D. & Kringayark, J., 1999: Long-distance transport of pollen into the Arctic. *Nature (London), 399, pp. 29–30.*

Clarke, A. D., Ablquist, N. C. & Covert, D. S., 1987· The Pacific marinae aerosol: Evidence for natural acid sulfates. *J. geophys. Res., 92, pp. 4179–4190.*

Covert, D. S., Wiedensohler, A., Aalio, P., Heityenberg, J., McMurry, P H. & Leck, C., 1996: Aerosol number size distributions from 3 to 500 nm diameter in the Arctic marine boundary layer during summer and autumn. *Tellus, 48B, pp. 197–212.*

Crutzen, P. J & Andreae, M. O., 1990: Biomass burning in the tropics: Impact on atmospheric chemistry and biochemical cycles. *Science (Washington), 250, pp. 1669–1678.*

Dayan, U., Heffter, J., Miller, J. & Guttman, G., 1991: Dust intrusion events into the Mediterranean basin. *J. appl. Meteor, 30, pp. 1185–1198.*

Dentener, F. J., Carmichael, G. R., Zhang, Y., Lelieveld, J. & Crutzen, P J., 1996: Role of mineral aerosol as a reactive surface in the global troposphere. *J. geophys. Res., 101, 22, pp. 869–22 889.*

Duce, R. A., 1995: Sources, distribution and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate. *In: Charlson, R. J. & Heitzenberg, J. (eds.): Aerosol forcing of climate. New York, Willey, pp. 43–72.*

Gao, Y., Arimoto, R., Zhou, M. Y., Merrill, J. T. & Duce, R. A., 1992: Relationship between the dust concentrations over Eastern Asia and the remote North Pacific. *J. geophys. Res., 97, pp. 9867–9872.*

Golytsin, G. & Gillette, D. A., 1993: Introduction: A joint Soviet-American experiment for the study of Asian desert dust and its impact on local meteorological conditions and climate. *Atmos. Environ., 27, pp. 2467–2470.*

Grgic, I., Hudník, V. & Bizjak, M., 1993: Aqueous S (IV) oxidation – III. Catalytic effect of soot particles. *Atmos. Environ., 27A, pp. 1409–1416.*

Hering, S., Eldering, A. & Seinfeld, J. H., 1997· Bimodal character of accumulation mode aerosol mass distribution in southern California. *Atmos. Environ., 31, 11 p.*

Hobbs, P. V. ed., 1993: Aerosol-cloud-climate interactions. *San Diego. Acad. Press, 438 p.*

Hong, S., Candelone, J. P., Patterson, C. C. & Boutron, C. F., 1994: Greenland ice evidence of hemispheric lead pollution two millenia ago by Greek and Roman civilization *Science (Washington), 265, pp. 1841–1843.*

Husar, R. B. & Whitby, K. T., 1973: Growth mechanism and size spectra of photochemical aerosols. *Environ. Sci. Technol., 7, pp. 241–247*

Charlson, R. J., Schwartz, S. E., Hales, J. M., Cess, R. D., Coakley, J. A. Jr., Hansen, J. E. & Hofmann, D. J., 1992: Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science (Washington), 255, pp. 423–430.*

Charlson, R. J. & Heintzenber, J., 1995: Aerosol forcing of climate, New York, pp. 187–194.

Junge, C. E., 1963: Air chemistry and radioactivity. *New York, Acad. Press, 432 p.*

Juškin, N. P & Pavlišin, V M., 1991 Mineralogičeskije problemy ekologii. *Miner. žurnal. (Moskva), 123, 2, pp. 36–45.*

Keppler, H., 1999: Experimental evidence for the source of excess sulfur in explosive volcanic eruptions. *Science (Washington), 284, pp. 1652–1654.*

Khun, M. & Ďurža, O., 2000: Environmentálna geochémia na prahu 21. storočia. *Mineralia Slov., 31, 1, s. 5–7*

Lacis, A. A. & Mischenko, M. I., 1995: Climate forcing, climate sensitivity, and climate response: A radiative modeling perspective on atmospheric aerosols. *In: Charlson, R. J. & Heitzenberg, J. (eds.): Aerosol forcing of climate. New York, Willey, pp. 11–42.*

Lahaye, J., 1992: Particulate carbon from the gas phase. *Carbon, 30, pp. 309–314.*

Levine, J. S., 1999: The 1997 fires in Kalimantan and Sumatra, Indonesia. Gaseous and particulate emissions. *Geophys. Res., 103, pp. 1229–1232.*

Maštenová, 1999: Padajúce hviezdy. *Quark, 8, s. 16–17*

Mészáros, E., 1999: Fundamentals of atmospheric aerosol chemistry. *Budapest, Akadémiai kiadó. 276 p.*

Michalsky, J. J., Pearson, E. W. & LeBaron, B. A., 1990: An assessment of the impact of volcanic eruptions on the Northern Hemispheres aerosol burden during the last decade. *J. geophys. Res., 95, pp. 5677–5688.*

Molnár, Á., Mészáros, E., Boró, L., Borbély-Kiss, I., Koltay, E. & Szabó, G., 1993: Elemental composition of atmospheric aerosol particles under different conditions in Hungary. *Atmos Environ., 27A, pp. 2457–2461*

Möller, D., 1995: Sulfate aerosols and their atmospheric precursors. Aerosol forcing in climate, New York-Willey, pp. 73–90.

Novakov, T., 1984: The role of soot and primary oxidants in atmospheric chemistry. *Sci. Total. Environ., 36, pp. 1–10.*

O'Dowd, C. D., Smith, M. H., Consterdine, J E. & Lowe, J A., 1997· Marine aerosol, sea-salt, and the marine sulphur cycle. A short review *Atmos. Environ., 31, pp. 73–80.*

Parrington, J. R., Zoller, W H. & Arras, N. K., 1983: Asian dust: Seasonal transport to the Hawaiian Islands. *Science (Washington), 220, pp. 195–197.*

Patterson, C. C. & Settle, D. M., 1997· Review of data on eolian fluxes of industrial and natural lead to the lands and seas to remote regions on a global scale. *Mar. Chem., 22, pp. 137–162.*

Pósfai, M., Anderson, J. R., Buseck, P R. & Sievering, H., 1999: Soot and sulfate aerosol particles in the remote marine troposphere. *J. geophys. Res., 104, 21, pp. 685–21 693.*

Pósfai, M. & Molnár, A., 2000: Aerosol particles in the troposphere: A mineralogical introduction. *In: Vaughan, D. J. & Wogelius, R. A. (eds.): Environmental mineralogy. Budapest Eötvös L. University, 2, pp. 197–252.*

Prospero, J. M., 1999: Long-range transport of mineral dust in the global atmosphere: Impact of African dust on the environment of the southeastern United States. *Proc. Nail. Acad. Sci., USA, 96, pp. 3396–3403.*

Seinfeld, J. H. & Pandis, S. N., 1998: Atmospheric chemistry and physics. *New York, Willey, 238 p.*

Schütz, L. & Sebert, M., 1987: Mineral aerosols and source identification. *J. Aerosol Sci., 18, 10 p.*

Snider, J. R. & Vali, G., 1994: Sulfur dioxide oxidation in winter orographic clouds. *J. geophys. Res., 99, 18, pp. 713–18 733.*

Tegen, I., Lacis, A. A. & Fung, I., 1996: The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils. *Nature, 380, pp. 419–422.*

Tölgyessy, J., et al., 1989: Chémia, biológia a toxikológia vody a ovzdušia. *SAV, Bratislava, 532 p.*

Turn, S. Q., Jenkins, B. M., Chow, J. C., Pritchett, L. C., Campbel, D., Cahill, T. & Whalen, S. A., 1997: Environmental characterization of particulate matter emitted from biomass burning. Wind tunnel derived source profiles for herbaceous and wood fuels. *J geophys. Res., 102, pp. 3683–3699.*

Uematsu, M., Duce, R. A., Prospero, J M., Chen, L., Merrill, J. T & McDonald, R. L., 1983: Transport of mineral aerosol from Asia over the North Pacific Ocean. *J. geophys. Res., 102, pp. 3683–3699.*

Warneck, P., 1988: Chemistry of the natural atmosphere. *San Diego. Acad. Press, 332–351 p.*

Whitby, K. T., 1978: The physical characteristics of sulfur aerosols. *Atmos. Environ., 12, pp. 135–159.*

DUŠAN HOVORKA a JOZEF MICHALÍK: **O čom hovoria naše vrchy – Geológia pre každého.** Bratislava, VEDA, vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied 2001. 276 s.

Projekty zamerané na objasnenie geologického vývoja a stavby umožnili dešifrovať zdanlivo chaotické usporiadanie jednotiek budujúcich Západné Karpaty a zároveň vyvrátiť niektoré zastarané predstavy. Nové, ešte „horúce" poznatky, nachádzajúce sa zväčša v archívnych správach, zborníkoch a vo vysvetlivkách k mapám však treba sprístupniť aj širokej laickej verejnosti. Čakajú na ne pedagógovia, študenti, milovníci prírody a jej ochrancovia a iní. V minulosti šírili vedecké poznatky dnes už nejestvujúce periodiká Svet vedy a PaS. Vydavateľstvo SAV VEDA sa chopilo chvályhodnej iniciatívy, obnovilo SVET VEDY vytvorením novej edície zameranej na popularizáciu výsledkov dosiahnutých bádaním na Slovensku. Program edície úspešne sa začal vydaním publikácie D. Hovorku a J. Michalíka O čom hovoria naše vrchy – Geológia pre každého. Na pretlmočenie odborných informácií do reči zrozumiteľnej širokej verejnosti autori použili zaujímavý spôsob – rozprávanie vrchov Táto myšlienka má logické zdôvodnenie v tom, že skoro každý z významných končiarov – Ďumbier, Choč, Kriváň, Rozsutec, Volovec alebo Poľana – je všeobecne známou dominantou tej-ktorej oblasti a zároveň charakteristickým členom istej geologickej jednotky, ktorá je podľa neho aj pomenovaná, napr. chočský príkrov.

Každá z osemnástich kapitol recenzovaného diela je opisom určitého obdobia vývoja geologickej stavby Slovenska. Volovec môže porozprávať o procesoch prebiehajúcich v prvohorách, nahliadnutie do kamenných archívov Vršatca pomôže objasniť mezozoické morské záplavy, kapitola o chladnúcich útrobách Poľany zavedie čitateľa medzi treťohorné vulkány. Neživá príroda pri takomto rozprávaní „ožíva". Postupne sa odkrývajú jednotlivé vrstvy Zeme, pohybujú sa kontinenty atď., a to všetko preto, aby aj nezasvätený laik pochopil, čo dalo podnet k vzniku súčasnej stavby Pred jeho očami sa tvorí magma, vznikajú sopky aj ložiská nerastných surovín. Pri každom opise sa uvádzajú lokality zo Slovenska i zo zahraničia, charakteristické horniny, fosílie i rudy. Mimoriadne pútavé sú pasáže o vulkanizme, o tatranských dinosauroch a druhohorných moriach. Pochopiteľnejším sa stáva mechanizmus vrásnenia a vzniku príkrovov, náhle vymretie niektorých významných druhov živočíchov, vznik ropy. Poučné sú tiež exkurzie do minulosti upozorňujúce na našu slávnu baníckú históriu a na druhej strane opis moderného, súčasného stavu ťažby a spracúvania magnezitu, perlitu, zeolitu, soli a iných významných domácich surovín. Autori neobišli ani problematiku hydrogeológie, minerálnych vôd, vzniku jaskýň, pôdy a geotermálnej energie. Objavný je pohľad do histórie vývoja ľudstva, odhalenie súvislosti rozličných kultúr s nástrojmi, ktoré si vtedajší ľudia dokázali vyrobiť z kameňa, cez stredoveké baníctvo až po súčasný význam kameňa v stavebníctve a architektúre. Posledné kapitoly sú venované procesom, ktoré môžu ohroziť ľudskú civilizáciu, od stretnutia s mimozemskými telesami cez zemetrasenia, zosuvy a vulkanizmus. Potvrdzujú, že geológia so svojimi poznatkami patrí medzi vedné odbory, ktoré sa významne zúčastňujú na tvorbe a ovplyvňovaní životného prostredia.

Do úvodu jednotlivých kapitol knihy autori umiestnili fragmenty básní slovenských klasikov ospevujúcich krásu dominánt prírody Tie spolu s lyricky ladenou fotografiou vytvárajú vhodnú atmosféru na čerpanie nových poznatkov Ku kladom publikácie patrí aj hojnosť ďalších obrázkov, ako aj kvalitná tlač a väzba, čo sa však výrazne odzrkadlilo v jej pomerne vysokej predajnej cene.

V poslednom období naše vydavateľstvá vyprodukovali veľa krásnych kníh, plných ilustrácií najzaujímavejších kútov resp. divov sveta, ale o Slovensku sa z nich čitateľ nedozvie nič. Preto úsilie autorov Hovorku a Michalíka sprístupniť najnovšie vedecké poznatky širokej verejnosti, ako aj podporu vydavateľstva SAV VEDA vysoko oceňujeme a novej edícii SVET VEDY želáme plný úspech.

O. Miko

Ako využívajú environmentálne nerasty v Mexiku?

Naše priame pozorovanie rozľahlej Ameriky je relatívne nové, začalo sa jej objavením Kryštofom Kolumbusom roku 1492, takže trvá iba čosi viac ako päť storočí, ale vie sa, že na americkom území žilo obyvateľstvo vyspelých civilizácií od najstarších čias.

Etnológovia predpokladajú, že pôvodné obyvateľstvo Ameriky prišlo zo severovýchodnej Ázie. Prisťahovalci sa vzájomne vytláčali a postupne obsadili celý americký kontinent. Spomedzi týchto obyvateľov dosiahli vrcholnú civilizáciu tri spoločenstvá. Boli to Mayovia a Aztékovia na území dnešného Mexika a Inkovia v Andách v terajšom Peru.

Počas dvoch tisícročí pred Kr. až do 3. stor. po Kr. sa Mayovia usadili v Strednej Amerike, okolo 7. stor. po Kr. priam masovo obsadili nové územia a ich civilizácia znovu rozkvitla pri Mexickom zálive, kým silne upadla v ich materskej oblasti. Príčinou úpadku a nasledujúceho sťahovania bolo asi vyčerpanie extenzívne využívanej pôdy, ktorá už neposkytovala dobré podmienky na život.

Najprekvapujúcejším svedectvom tejto kultúry sú okrem vynikajúcich astronomických štúdií maliarske, stavebné a sochárske diela. Stavby v podobe pyramíd, vybudované terasovite nad sebou, pripomínajú egyptské pyramídy, ale architektonicky sú v porovnaní s nimi hodnotnejšie a sugestívnejšie. Táto vyspelá civilizácia, o čom svedčí lesk jej diel, začala z doteraz neznámych príčin upadať a svoj kruh definitívne uzavrela v 14. až 15. stor.

Druhá veľká civilizácia, ktorá sa vyvinula v Mexiku, bola aztécka. Správy o Aztékoch sú neisté, pravdepodobne pochádzali z legendárnej krajiny *Aztlanu* alebo „Krajiny volavky", o ktorej vedci predpokladajú, že bola na území súčasnej severnej Kalifornie.

Sťahovanie Aztékov sa začalo začiatkom 11. stor. po Kr. a po nekonečných peripetiách sa skončilo v močiarinách *Tlacocomocco* okolo roku 1320. Asi v tom čase založili mesto *Tenochtitlán*, terajšie hlavné mesto Mexika, prvú významnú aglomeráciu v celom kraji. Viedol ich boh *Mexitli*, od ktorého pochádza asi aj meno Mexičania. Keď začiatkom roku 1500 sa tento ľud dostal do styku so Španielmi, z bojovného aztéckeho ducha zostalo len veľmi málo. Obchody, rast remeselnej výroby pomaly pretvorili bojovnosť na aktívny a múdry zmysel pre obchod.

Najkrajším mestom predkolumbusovského obdobia bol bezpochyby Tenochtitlan, ktorého meno znamená *„medzi kaktusmi, ktoré rastú na skalách"*. Chrámy, kultové miesta, hroby a pod. sú pamiat-

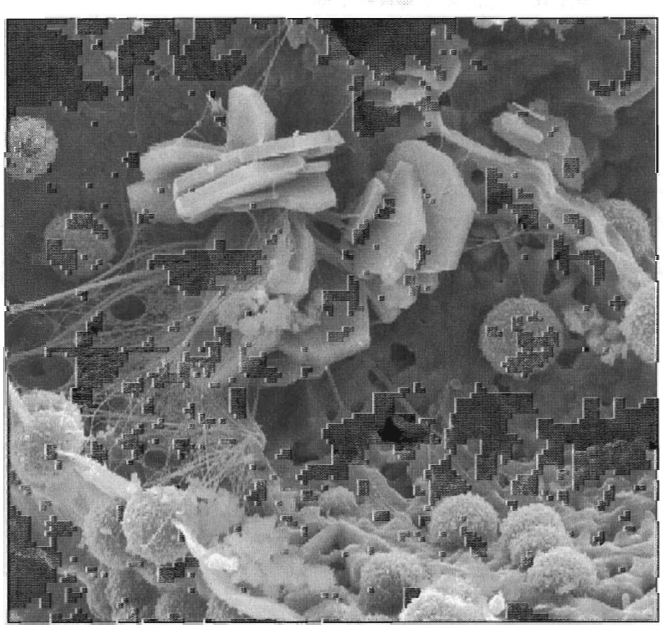
kami svedčiacimi o jednom z najpríťažlivejších umení všetkých čias. Tenochtitlán bol takmer úplne vystavený na oválnom ostrove v nadmorskej výške okolo 2000 m a mal dve veľké námestia – námestie chrámu *Tlatelolco* a námestie na náboženské obrady.

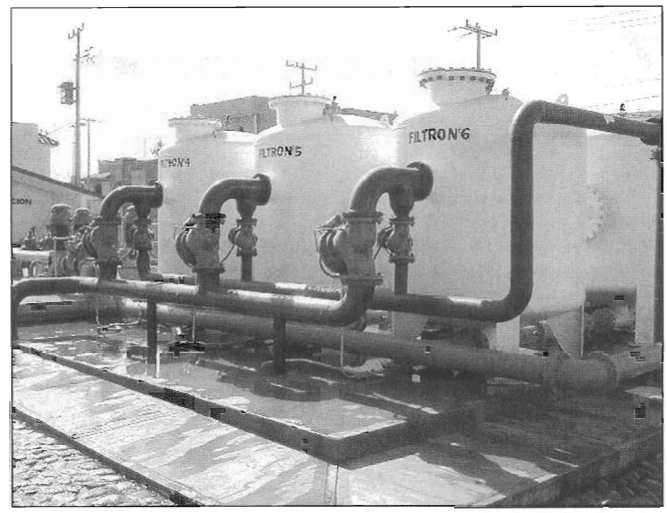
Je takmer neuveriteľné, že toľkú nádheru a lesk zničili „najcivilizovanejší" Európania. Aztékovia sa premenili z hrozných bojovníkov na mierumilovný ľud začiatkom roku 1500, keď sa dostali do styku s dobývačnými Španielmi. Avšak násilie a fanatizmus dobyvateľov urýchlili udalosti. Chamtivosť Španielov zameraná najmä na zlato, ktorým boli preplnené chrámy a ktorého hodnotu Aztékovia ani nepoznali, vyvolala tisíce podvodov a potom sa zmenila na hotovú tragédiu. Kráľa *Montezumu*, ktorý viedol mierumilovnú politiku, zosadili a nahradili jeho bratom *Cuitlahuacom*.

Pobúrený aztécky ľud v návale bojovnej hrdosti v noci 30. júna 1520 vyhnal a vyvraždil Španielov. Ale presne o rok vykonali Španieli definitívnu pomstu – zničili nádhernú aztécku ríšu, čo bol naopak triumf dobyvateľa Cortéza.

Mexiko sa tak stalo na 300 rokov španielskou kolóniou *(do roku 1836, keď vznikli Spojené štáty mexické)*. Toho času má krajina asi 90 miliónov obyvateľov. Z nich je okolo 55 % mesticov (miešanci španielskeho a indiánskeho pôvodu), 30 % Indiánov, 6 % belochov a 9 % ostatných. Pobrežné nížiny popri Tichom a Atlantickom oceáne prechádzajú v strede do vyprahnutej plošiny, kde je po väčšinu roka teplo. Pre krajinu je stále charakteristická vysoká pôrodnosť a vysťahovalectvo.

Mexiko je krajinou s mnohými vulkanickými zónami, a tak je výskyt prírodných zeolitov veľmi pravdepodobný, ale napriek tomu práca o nich *First Reported Occurrence of Zeolites in Sedimentary Rocks of Mexico* (American Mineralogist, 28, 287), ktorej autorom je profesor F. A. Mumpton (University of Brockport, New York), bola publikovaná až v roku 1973. Autor v nej okrem iného uvádza, že hľadať zeolity na J od hraníc USA ho v prvých etapách prieskumu (1958–1962) iniciovala geologická podobnosť vulkanických pyroklastík s pyroklastikami Arizony a Kalifornie. V lete 1972 odobral sériu vzoriek pyroklastických sedimentov z údolia rieky Atoyac (okolo 15 km na SZ od lokality Oaxaca) a okolo 5 km na S od dediny Etla a difraktometrickou analýzou v nich zistil mordenit a klinoptilolit, čo bol prvý objav prírodných zeolitov sedimentárneho pôvodu v Mexiku. Po piatich rokoch bolo známe ďalšie nálezisko Ixtlán de los Hervores a v roku 1987 sa objavili nové ložiská v štáte Sonora – ložisko klinoptilolitu pri obci Rayón a erionitu pri obci Aqua Prieta. Ten – podľa charakteristických vláknitých kryštálov – spôsobuje endemický mezotelióm (vo svete je štatisticky známy jeden až dva prípady pleurálnej fibrózy na milión obyvateľov ročne).





Mumpton prirovnáva objavenú zeolitovú hornину k hornine, ktorá je súčasťou hlavnej katedrály v meste Oaxaca, ale aj radu archeologicky významných nálezísk z čias Mayov (najmä Mitla a Monte Albán).

11.–14. novembra 2001 bola v mestečku Puebla, vyznačujúcom sa aj typickou koloniálnou architektúrou z čias panovania španielskych dobyvateľov, už 2. národná konferencia o prírodných zeolitoch (organizátori: Universidad Autónoma Metropolitana-Azcapotzalco, México, D. F., a Facultad de Quimica Benemérita Universidad Autónoma de Puebla), na ktorej sa zúčastnilo mnoho odborníkov aj zo zahraničia (Argentína, Kuba, Rusko, USA, Slovensko – autorka tohto príspevku).

V krajine sa v relatívne krátkom čase s pomocou medzinárodných projektov a stáží vytvorila veľká skupina špecialistov na prírodné zeolity, a to z oblasti poľnohospodárstva a živočíšnej výroby, chemického priemyslu, jadrovej energetiky až po vodné hospodárstvo. Všetko svedčí o tom, že bohaté ložiská veľmi kvalitného klinoptilolitu a erionitu v Mexiku prinesú veľké zisky aj podnikateľom zo susedných USA, ktorí – využívajúc bohaté skúsenosti – presadzujú aplikáciu v priemyselnom meradle, a to nielen na území Mexika, ale v celej zóne voľného obchodu na severoamerickom kontinente, čo pravdepodobne v blízkej budúcnosti ohrozí postavenie hlavných producentov prírodných zeolitov vo svete. V ich ťažbe je na prvom mieste Čína (1 300 000 t/rok), na druhom (s oveľa menšou ťažbou) Kuba (250 000 t/rok), na treťom Japonsko (100 000 t/rok) a štvoricu uzatvárajú USA (34 000 t/rok). (Podľa dostupných informácií sa toho času na Slovensku ťaží okolo 14 000 t/rok.)

V rámci konferencie sa v krásnom kongresovom centre v Pueble konalo viac akcií vrátane výstavy niektorých produktov určených na trvalo udržateľný rozvoj (uvádzame iba tie, ktoré už v názve nesú zeolitový komponent, napr. ZEORGAN, ZEOCAMP – organominerálne substráty a pôdne kondicionéry na báze zeolitu). Veľmi zaujímavé boli aj informácie o environmentálnych aplikáciách prírodného zeolitu, ako je filtrácia vody, odstraňovanie Mn a Fe z nej, zahusťovanie čistiarenského kalu a pod. Blízkosť „silného suseda" a prienik informácií je evidentný.

Eva Chmielewská

Za RNDr. Petronellou Ončákovou



Náhla a nemilosrdná smrť vytrhla z kruhu rodiny, priateľov, známych a bývalých spolupracovníkov RNDr. Petronellu Ončákovú. Po jej nečakanom odchode zavládol v našich srdciach nesmierny smútok a žiaľ.

RNDr. Petronella Ončáková sa narodila 31. mája 1925 vo Veľkom Kýre (predtým Milanovce) v Novozámockom okrese v rodine notára. Ľudovú školu navštevovala v Komjaticiach, potom študovala na Učiteľskej akadémii v Nitre a tam v roku 1945 aj maturovala.

Zosnulá sa už od najútlejšieho detstva vyznačovala láskou k prírode, vnímavo ju pozorovala, často jej venovala voľný čas a isto aj preto sa rozhodla študovať na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave odbor prírodopis – zemepis. Univerzitné štúdiá skončila v roku 1949 a roku 1952 na svojej materskej univerzite získala akademický titul RNDr.

RNDr. P. Ončáková začala pracovať na Katedre mineralógie a petrografie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave ako asistentka a neskôr bola odbornou asistentkou. V roku 1952 ju v rámci reorganizácie vysokého školstva preložili na otvárajúcu sa Banícku fakultu Vysokej školy technickej v Košiciach. Aj tam bola členkou katedry geológie a mineralógie a veľmi aktívne sa zúčastnila na vytváraní vhodných pracovných podmienok vzdelávania nových adeptov geológie a baníctva. Hlavnou náplňou jej pôsobenia bola výchova generácie geológov a banských inžinierov. Prednášala najmä mineralógiu a petrografiu. S veľkou vervou viedla semináre, praktické a laboratórne cvičenia a zúčastňovala sa na organizovaní odborných terénnych exkurzií. Bola veľmi obľúbenou vysokoškolskou pedagogičkou a viedla študentov odborných aj pedagogických smerov interného, ako aj diaľkového štúdia. S cieľom zvýšiť rozsah a kvalitu odborných a pedagogických vedomostí zostavovala exkurzných sprievodcov, praktické návody na poznávanie minerálov a hornín, ako aj prípravy na mikroskopické bádanie. Významne sa zaslúžila o založenie Spoločnosti pre mineralógiu a geológiu na Baníckej fakulte VŠT v Košiciach a o jej fungovanie ako tajomníčka alebo členka výboru. Okrem toho na katedre urobila veľa organizačnej mravčej práce.

Osobitne treba vyzdvihnúť najmä prácu zosnulej, ktorú vykonala pri zostavovaní študijného archívu, v rámci knižnice, v zbierkach výskumného materiálu – hornín, rudných aj nerudných minerálov aj výbrusov. Všetka táto namáhavá a príkladne obetavá pedagogická práca sa potom zreteľne odrážala vo vysokej úrovni diplomových a rigoróznych prác študentov Veľmi tomu pomáhalo aj novozaložené Laboratórium pre výskum nerastných surovín pri Baníckej fakulte VŠT v Košiciach.

RNDr. P. Ončáková patrila medzi erudovaných vedecko-pedagogických pracovníkov a vedeckej a pedagogickej činnosti sa venovala s príkladnou horlivosťou. Bádateľsky sa orientovala v prvom rade na magmatogénne horniny. Mikroskopickými a petrochemickými metódami študovala a charakterizovala viac typov gemerického granitu, čo bol na ten čas priekopnícky čin. Ako členka kolektívu sa zúčastnila na spracúvaní geologických problémov v Štiavnických vrchoch. Túto rozsiahlu vedeckovýskumnú činnosť dokumentuje veľké množstvo čiastkových výskumných správ. Veľmi významná bola jej účasť ako spoluautorky pri tvorbe štúdie o vulkanických sklách a perlitoch, ich výskytoch a praktickom využívaní.

Mimoriadne záslužná bola práca RNDr P Ončákovej pri organizácii jubilejného zjazdu Slovenskej geologickej spoločnosti v rokoch 1956–1957 s medzinárodnou účasťou v Košiciach. Tento mimoriadne vydarený zjazd sa stal v neskorších rokoch podnetom na veľmi aktívnu medzinárodnú činnosť nielen Baníckej fakulty VŠT v Košiciach, ale otvoril dvere do sveta aj iným geologickým inštitúciám na Slovensku.

Od roku 1976 zosnulá pracovala v oddelení hmotnej dokumentácie GÚDŠ v Bratislave. Od začiatku tam budovala depozitáre, plánovala a inštalovala vhodné priestory na uloženie zbierok a vytvorila dobré podmienky na štúdium paleontologických a petrografických zbierok. V týchto študijných priestoroch inštalovala výsledky GÚDŠ, aby boli prístupné a postupne predstavené našej aj zahraničnej odbornej verejnosti. V tejto práci neúnavne pokračovala do roku 1989, keď odišla do dôchodku.

Pri rozlúčke s človekom s veľmi dobrým a ľudským vzťahom k spolupracovníkom aj študentom, akým bola RNDr. Petronella Ončáková, sa slová hľadajú nesmierne ťažko. V srdciach jej najbližších príbuzných, priateľov a známych zostáva už iba spomienka na dobrú, statočnú, pracovitú a láskavú Nelku.

Nech jej je slovenská zem ľahká!

Adriena Zlinská

Životné jubileum RNDr. Eugénie Vaškovskej, CSc.

V júli tohto roku sa sedemdesiatich rokov dožila významná vedecká pracovníčka RNDr. Eugénia Vaškovská, CSc.

Jubilantka sa narodila 4. júla 1932 v Lamkách (Rusko, Tambovská oblasť). Univerzitné štúdiá skončila na Geologickej fakulte Moskovskej štátnej univerzity. V roku 1955 sa vydala za RNDr. I. Vaškovského, DrSc., a presťahovala sa do Bratislavy. Od roku 1957 až do odchodu do dôchodku v roku 1991 pracovala v oddelení kvartéru GÚDŠ v Bratislave. V roku 1971 obhájila kandidátsku dizertáciu o Záhorskej nížine a získala vedeckú hodnosť kandidátky geologicko-mineralogických vied. V roku 1975 po rigoróznej skúške na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave dostala akademický titul RNDr. Roku 1978 komisia SAV schválila jej zaradenie do kvalifikačného stupňa samostatný vedecký pracovník a v roku 1979 vedúci vedecký pracovník.

RNDr. E. Vaškovská, CSc., sa aktívne zúčastňovala na príprave univerzitných študentov a stážistov. V roku 1980 bol u nej na študijnom pobyte významný francúzsky paleopedológ Dr. N. Fedoroff z Paríža.

Jubilantka je autorkou alebo spoluautorkou 61 záverečných správ výskumných úloh a 59 vedeckých štúdií publikovaných vo vedeckých periodikách alebo v zborníkoch z domácich, medzinárodných a zahraničných konferencií a kongresov. Je spoluautorkou niekoľkých máp s geologickou tematikou.

Vedeckú činnosť jubilantky v roku 1976 ocenili rezortným vyznamenaním Najlepší pracovník Slovenského geologického úradu, v roku 1980 Čestným uznaním za zásluhy o rozvoj slovenskej geológie a Pamätnou medailou Dionýza Štúra a v roku 1986 Rezortným uznaním za rozvoj československo-sovietskej spolupráce v oblasti geológie.

Vedeckovýskumná činnosť RNDr. E. Vaškovskej, CSc., je úzko spätá s výskumom kvartéru na Slovensku. V prvých rokoch výskumu sa venovala litofaciálnemu zloženiu genetických typov sedimentov (fluviálneho, fluviálno-limnického, proluviálneho, deluviálneho a eolitického piesku) na Záhorí. Vtedy sa prvý raz na Slovensku vyčlenili tri dynamické fázy akumulácie fluviálnych sedimentov (perspektívna, konstatívna a instatívna) a získali sa litofaciálne údaje o eolitických pieskoch. Nové bolo aj vysvetlenie základných zákonitostí formovania pliocénnych a starokvartérnych sedimentov, ako aj zloženia fácií, subfácií, litotypov a granulotypov fluviálnych sedimentov. Výsledky výskumu zhrnula rozsiahla záverečná správa *Litologický výskum genetických typov kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny* (1967). Podobná litofaciálna analýza sa použila aj pri výskume kvartéru Podunajskej nížiny (1974) a ostatných regiónov Slovenska. Nová etapa litogeochemického výskumu bola spätá so štúdiom sprašových sedimentov a fosílnej pôdy Slovenska. Okrem klasických tradičných analýz vzoriek na zrnitosť, pH, obsah humusu a uhličitanov, výmenné katióny, kvalitu ílových minerálov a celkového chemického rozboru jubilantka použila aj moderné a na ten čas veľmi progresívne metódy frakcionácie humusu, litogeochemického a mikromorfologického hodnotenia vzoriek, ako aj určovania veku pomocou paleomagnetizmu a ^{14}C. Vďaka takémuto komplexnému výskumu získala fosílna a pochovaná pôda význam strategických resp. pedostratigrafických jednotiek kvartéru. V rokoch 1962–1986 sa takto preskúmali sprašové sedimenty a fosílna pôda Podunajskej nížiny, Východoslovenskej nížiny a juhoslovenských kotlín na vyše 200 lokalitách. Sčasti sa rovnako spracovali aj kvartérne sedimenty Vysokých Tatier. Posledné roky práce v ústave sa jubilantka venovala výskumu kvartéru Bratislavy a okolia.

Výsledky komplexného litogeochemického výskumu kvartérnych sedimentov poslúžili RNDr. E. Vaškovskej, CSc., ako podklad na ich stratigrafické členenie, ako aj pri tvorbe geologických máp kvartéru v rozličnej mierke (Záhorská nížina, 1973; Východoslovenská nížina, 1983, 1986; Podunajská nížina, 1976, 1980; Veľká Bratislava, 1988). Okrem toho ich zužitkovala i ako spoluautorka máp kvartéru, napr. minerálnej sily pôdneho substrátu v juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny, paleogeografických máp kvartéru Slovenska a i.

Do rozvoja vednej disciplíny o kvartéri jubilantka prispela najmä vyčlenením troch sprašovopôdnych provincií v Západných Karpatoch, a to panónskej, baltickej a prechodnej. Tieto provincie sú významné nielen z paleografického, geologického, ale aj inžinierskogeologického hľadiska. Významné je aj použitie koeficientov zvetrávania na stratigrafické členenie kvartérnych sedimentov a paleopôdy, ktoré jubilantka publikovala v roku 1992. Napokon treba spomenúť jej originálne závery z výskumu kvartérnych sedimentov na západnom okraji podunajskej panvy v okolí Čunova publikované v roku 1995. Pre Slovensko sa tam po prvý raz uvádzajú hranice neogénu a kvartéru na rozhraní paleomagnetických epoch Matuyama Gaus na úrovni 2,48 miliónov rokov, čo je úplne v súlade s návrhmi viacerých zahraničných autorov publikovanými v materiáloch 13. kongresu INQUA, ktorý sa konal v roku 1991 v Číne. Pôvodnú hranicu 1,8 miliónov rokov jubilantka pokladá iba za hranicu medzi starým a najstarším pleistocénom.

RNDr. Eugénia Vaškovská, CSc., sa významného životného jubilea dožíva v plnom zdraví, a tak jej do ďalších rokov želáme veľa tvorivých síl a spokojnosť v osobnom živote.

Zoltán Bedrna

Výber z publikácií jubilantky

Vaškovská, E., 1963: Niektoré nové poznatky o eolických pieskoch južnej časti Záhorskej nížiny. *Geol. Práce, Zoš., 64, s. 121–140.*

Chrapan, J., Schmidt, Z. & Vaškovská, E., 1969: Zariadenie na rádiokarbónové datovanie a jeho využitie v kvartérnej geológii. *Geol. Průzk., 11, 116 s.*

Vaškovská, E. & Chrapan, J., 1969: Možnosti stanovenia veku fosílnych pôd vrchného pleistocénu na území Západných Karpát rádiouhlíkovou metódou. *Geol. Práce, Spr., 48, s. 188–189.*

Vaškovská, E., 1970: Niektoré mikromorfologické črty fosílnej pôdy posledného interglaciálu v profile Nové Mesto nad Váhom (Mnešice). *Geol. Práce, Spr., 53, s. 185–188.*

Fadejev, P & Vaškovská, E., 1970: K otázkam „vododajnosti" pieskov s aplikáciou na Záhorskú nížinu a Mešierskú nížinu. *Geol. Práce, Spr., 53, s. 33–49.*

Vaškovský, I. & Vaškovská, E., 1970: Poznámky ku genéze a litologickému zloženiu viatych pieskov JV časti Podunajskej nížiny. *Geol. Práce, Spr., 53, s. 63–83.*

Vaškovská, E., 1971 Litologickofaciálna charakteristika genetických typov kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny. *Geol. Práce, Spr., 55, s. 5–42.*

Vaškovská, E., in Baňacký, V. & Sabol, A., 1973: Geologická mapa Záhorskej nížiny 1 . 50 000. Ed. Regionálne geologické mapy Slovenska. *Bratislava, GÚDŠ.*

Vaškovský, I. & Vaškovská, E., 1974: Übersicht der Stratigraphie des Quartärs der Slowakei. *Proceedings of the Xth Congress, Carpathian-Balkan Geological Association. Bratislava, GÚDŠ, s. 238–268.*

Vaškovská, E., 1977· Some knowledge on Development of the Holocene in the East Slovakian Lowland. *Proceedings of working session of Commision on Holocene – INQUA (Eurosiberian subcommision). Bratislava, GÚDŠ, pp. 53–57.*

Vaškovský, I. & Vaškovská, E., 1977· Stratigrafija i paleogeografija kvartera Slovakii. Materialy XI kongressa Karpato-Balkanskoj geologičeskoj asociacii. *Kiev, Naukova dumka, pp. 14–17*

Vaškovská, E., 1978: Sostav i nekotoryje inženernogeologičeskije svojstva eolovych peskov Zagorskoj nizmennosti ČSSR. *In: Voprosy inženernoj geologii i gruntovedenija. Moskva, MGU, pp. 194–198.*

Vaškovská, E., in Vaškovský, I., 1978: Paleogeografické mapy Slovenska. *Bratislava, GÚDŠ.*

Vaškovská, E., Vaškovský, I. & Schmidt, Z., 1979: Formation, structure and composition of Holocene sediments of the Žitný ostrov island, Danube lowland, Czechoslovakia. *Acta Univ. Ouluensis, ser. Acad. Sci., Rec. Nat., 82, Geol., 3, University of Oulu, pp. 155–163.*

Vaškovský, I. & Vaškovská, E., 1980: Stratigrafija i paleogeografija četvertičnych otlošenij Slovakii. Materiály XI. Kongressa KBGA – stratigrafija, Kyjev, 21–29.

Vaškovský, I. & Vaškovská, E., 1981· The development of the natural landscape in Slovakia during Quaternary. *Biuletyn peryglacjalny, Lódž, 28, pp. 249–258.*

Vaškovský, I., Vaškovská, E. & Gašparík, J., 1982: Changes of paleographical conditions and their reflection in the character of landscape types in Slovakia thorought the Quaternary *In: Zbor XI. kongresu INQUA, Moskva.*

Vaškovská, E. & Vaškovský, I., 1983: Newer knowledge on the Stratigraphy of Quaternary Sediments at the Žitný ostrov Island in the Danube Lowland (Czechoslovakia). Vol. 59, Anarul Intitutului de geologie si geofizica, Stratigraphie et Paleontologie, Bucuresti, XII. kongres KBGA, pp. 249–260.

Vaškovská, E., 1984: New stratigraphic subdivision and typology of soils of the Late Pleistocene in loess series of the Danube lowland in Czechoslo-

vakia. *In: Zbor. XI. kongresu INQUA, Commission on Loess and Paleopedology. Geographical Research Institute, Hungarian Acad. of Science, Budapest, pp. 39–47.*

Vaškovská, E. & Vaškovský, I., 1984: New stratigraphic scheme of the Late Pleistocene in the loess series of the Danube lowland and its comparision with development of the last glaciation in the Vysoké Tatry Mts. Czechoslovakia. INQUA, Sub-commission on European Quaternary Stratigraphy, Strassbourg – Besancon – Lyon, pp. 29–30.

Vaškovská, E., 1985: Stratigrafia a typológia fosílnych pôd mladého pleistocénu v sprašových sériách na Podunajskej nížine. *Geol. Práce, Spr., 82, s. 25–26.*

Vaškovská, E. & Vaškovský, I., 1985: Typology of Fossil Soils and Late Pleistocene Stratigraphy of Loess series in the Danube Lowland. *Proceeding reports of the XIIIth Congress of KBGA, Poland, Cracow, pp. 549–550.*

Vaškovský, I., Hanzel, V. & Vaškovská, E., 1985: Niekoľko novších poznatkov o priestorovom rozšírení a zložení kvartérnych sedimentov na južných svahoch Vysokých Tatier a ich predpolí. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 10, s. 173–195.*

Vaškovský, I., Bedrna, Z. & Vaškovská, E., 1985: Mineral force of soil sustracta in the SE part of the Danube Lowland. *Proceeding reports of the XIIIth Congress of KBGA, Poland, Cracow, pp. 467–469.*

Vaškovská, E., 1986: Loess sediments and fosil soils (loess-soil provinces) of Slovakia. *Region. Geol. Západ. Karpát. Spr. o výsk. GÚDŠ, 21. Bratislava, GÚDŠ, pp. 139–150.*

Vaškovská, E., 1986: Litogeochemická charakteristika fluviálnych sedimentov a pôd holocénu v Podunajskej rovine. *Region. Geol. Západ. Karpát. Spr. o výsk. GÚDŠ, 21. Bratislava, GÚDŠ, s. 127–139.*

Vaškovská, E. & Vaškovský, I., 1986: Reconstruction of landscape development types in central Europe during the Late Pleistocene and Holocene on the example of the Danube lowland on the territory of Czechoslovakia and neigbouring countries INQUA, Commision for Holocene. Univ. of Bergen, Norway, pp. 57–58.

Vaškovská, E. & Bedrna, Z., 1987: Origin and Genesis of Holocene Soils in the East Slovakian Lowland. Soil Micromorphology, Paris – July 1987, pp. 657–659.

Vaškovská, E., Vaškovský, I. & Bedrna, Z., 1988: Minerálna sila pôdneho substrátu v juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 4, 2, s. 119–182.*

Vaškovská, E. & Vaškovský, I., 1989: Niektoré novšie poznatky o kvartéri severnej časti Bratislavy a okolia. *Region. Geol. Západ. Karpát, Spr geol. výsk., 25, s. 23–25.*

Vaškovská, E., 1991: Paleosoils of loess-soil provinces of Slovakia. *Proceeding of the XIII INQUA Congress, Beijing, China, 367 p.*

Vaškovská, E., 1992: Koeficienty zvetrávania a možnosti ich využitia pri stratigrafickom členení kvartérnych sedimentov a paleopôd. *Geol. Práce, Spr., 96, s. 75–83.*

Vaškovská, E., 1995: Kvartérne sedimenty a ich hranica so sedimentmi vrchného pliocénu (rumanu) na západnom okraji podunajskej panvy a okolí Čunova. *Geol. Práce, Spr., 100, s. 87–104.*

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 vrátane 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 vrátane 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, získané 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 obrázka.
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 formu, 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, Č., 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 jedlovského 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.