40/1-2/2008
ISSN 0369 - 2086

Mineralia Slovaca

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

Mineralia Slovaca

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

Vedecký redaktor – Editor in Chief
ZOLTÁN NÉMETH
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
Regionálne centrum Košice
Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovakia

REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

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

Vladimír Bezák, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Miroslav Bielik, Geofyzikálny ústav SAV, Bratislava
Dušan Bodiš, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Igor Broska, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Klement Fordinál, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Jozef Franzen, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Peter Hanas, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Martin Chovan, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Juraj Janočko, Fakulta BERG, TU Košice
Milan Kohút, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Patrik Konečný, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Ľudovít Kucharič, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Ján Madarás, Geofyzikálny ústav SAV, Bratislava
Peter Malík, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Jozef Michalík, Geologický ústav SAV, Bratislava
Daniel Ozdín, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ľubomír Petro, Štátny geologický ústav D. Štúra, Košice
Dušan Plašienka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Marián Putiš, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Martin Radvanec, Štátny geologický ústav D. Štúra, Sp. N. Ves
Ján Soták, Geologický ústav SAV, Banská Bystrica
Ladislav Šimon, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Pavel Uher, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava

REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

Vedúca redakcie – Managing editor
Gabriela Šipošová

Jazykoví redaktori – Lingual editors
Pavol Kušnír – Zoltán Németh

Technická redaktorka – Production editor
Alena Wolfová

Redaktorka – Editorial assistent
Mária Dryjová

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza štyrikrát ročne. Vydavateľ: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava. Tlač: Štátny geoologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
Predplatné v roku 2008 vrátane DPH a poštovného pre jednotlivcov 425,50 Sk, pre členov SGS a geologických asociácií 359,50 Sk, pre organizácie 508,- Sk. Cena jednotlivého čísla je 82,50 Sk + poštovné, cena dvojčísla je 165,- Sk + poštovné. Časopis možno objednať v redakcii a v knižnici regionálneho centra v Košiciach.
Adresa redakcie: Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Mineralia Slovaca), Jesenského 8, 040 01 Košice. Telefón: 055/625 00 46, fax: 055/625 00 44, e-mail: mineralia.slovaca@geology.sk, e-mail knižnica: secretary.ke@geology.sk

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published quarterly by the State Geological Institute of Dionýz Štúr Bratislava. Subscription for 2008 calendar year: 60 € including postage. Price of one number is 15 €. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Order send to Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Mineralia Slovaca), Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovakia or SLOVART – G.T.G., Krupinská 4, P. O. Box 152, 852 99 Bratislava. Phone: ++421/55/625 00 46, fax: ++421/55/625 00 44, e-mail: mineralia.slovaca@geology.sk, e-mail to library: secretary.ke@geology.sk.

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

MINERALIA SLOVACA
Ročník 40 – 2008
OBSAH

Andráš, P.: Staroveký bronz – história a zdroje 185
Bezák, V., Broska, I., Konečný, P., Petrík, I. & Košler, J.: Permský magmatický komplex v severnom veporiku: interpretácia z nových datovaní kyslých magmatitov 127
Bezák, V. & Olšavský, M.: Rozsiahle alpínske násuny v severnom veporiku 121
Buriánek, D., Müller, P., Abrahám, M. & Hanák, J.: Obmedzenia pri určovaní zdrojových oblastí analýzou chemického zloženia ťažkých minerálov zo sedimentov vodných tokov – pôvodné sedimenty z Bieleho potoka (Ždárské vrchy, Česká republika) 103
Derco, J., Németh, Z. & Derco, J. ml.: Grafitizácia uhlíkatých látok pri metamorfóze západokarpatských hornín 113
Ďurža, O. & Jankulár, M.: Magnetická susceptibilita pôdy v povodí Kyjova 171
Ďurža, O. & Rapant, S.: Geochémia 2007 (Geovestník, 40, 1–2) 17
Franko, O.: Geotermálne vody, ich využívanie a zneškodňovanie (Geovestník, 40, 1–2) 15
Fulín, M. & Holec, P.: Nález vtáčej nohy (Aves) v paleogénnych sedimentoch lokality Bystré nad Topľou 183
Hovorka, D.: Vedy o Zemi na univerzitách – výchova geovedcov alebo aj súčasť univerzitného vzdelávania? (Geovestník, 40, 1–2) 5
Hovorka, D., Spišiak, J. & Mikuš, T.: Veľkozrnné amfibolicko-pyroxenicko-granátové horniny z Malej Fatry 25
Chalupová, B.: Sarmatská rybia fauna z vrtu TPM-23B Smolenice (dunajská panva, Slovensko) 53
Chalupová, B., Szewczyk, E., Bazarnik, J., Majka, J., Kondela, J., Kováčová, M., Gregáňová, M. & Zahradník, L.: 9. medzinárodná geologická konferencia doktorandov a mladých vedeckých pracovníkov 255
Ivan, P.: Oceánska kôra – jej stavba, zloženie a petrogenéza 73
Knésl, J.: Recenzia: Petr Morávek: Zlaté doteky pětí kontinentů (Geovestník, 40, 1–2) 21
Košťálik, J.: Vývoj a chronostratigrafia kvartérnych sedimentov a fosílnych pôdnych komplexov na lokalite Petrovany-Močarmany v Košickej kotline 155
Kratochvíl, T., Šucha, V., Adamcová, R., Janega, A. & Mátyás, T.: Minerálne zloženie a fyzikálne vlastnosti alterovaného ryolitového tufu z vybraných ložísk južnej časti Tokajských vrchov (Maďarsko) 45
Kraus, I.: Nové trendy a možnosti využívania nerudných surovín na Slovensku 175
Križáni, I. & Andráš, P.: Modelovanie perkolácie sedimentov háld a odkalísk banskoštiavnického rudného revíru 59
Kušnír, P.: Jedna (vraj) slušná reakcia na nepodpísanú poznámku 280
Méres, Š., Janák, M., Ivan P. & Konečný, P.: Omfacit – diagnostický minerál eklogitovej fácie metamorfózy v kryštaliniku Západných Karpát 89
Michalík, J.: Medzinárodný rok planéty Zem IYPE vrcholí rokom 2008 (Geovestník, 40, 1–2) 1
Michalík, J.: Deviata česko-slovensko-poľská paleontologická konferencia 278
Michalík, J.: Útvary jursko-kriedového rozhrania v západnej časti flyšového pásma Západných Karpát na poľsko-českom pohraničí 279
Németh, Z.: Mineralia Slovaca – geovedné periodikum 197
Németh, Z.: 7. výročný predvianočný seminár Slovenskej geologickej spoločnosti 199
Németh, Z. & Plašienka, D.: SlovTec 08 – medzinárodná tektonická konferencia Stredoeurópskej skupiny tento rok na Slovensku (Geovestník, 40, 1–2) 9
Olšavský, M.: Litostratigrafia a sedimentogenéza vrchnopaleozoických súvrství v severnej časti Považského Inovca 1
Ozdínová, S.: Bádenské vápnité nanofosílie z vrtu Gajary 23 (viedenská panva) 135
Ozdínová, S.: Bádenské vápnité nanofosílie z vrtu Semerovce ŠV-8 a vrtu Cífer-1 (podunajská panva) 141
Panáček, A.: Jozef Hricko sedemdesiatročný 281
Plašienka, D. & Reháková, D.: K životnému jubileu profesora M. Mišíka 228
Reháková, D. & Józsa, Š.: Konferencia Environmentálny, štruktúrny a stratigrafický vývoj Západných Karpát 231
Soták, J.: Paleonvironmentálne zmeny v systémoch karpatských flyšových morí pri ich transformácii z peri-tetydných paniev na panvy typu Čierneho mora 253
Spišiak, J.: Laudatio k 75. narodeninám prof. RNDr. Dušana Hovorku, DrSc. (Geovestník, 40, 1–2) 18
Spišiak, J., Illášová, Ľ., Mikuš, T. & Spišiaková, M.: Minerálne komponenty v slonovine a mamutovine (Geovestník, 40, 1–2) 7
Šarinová, K.: Identifikácia zdrojových hornín detritických granátov na základe ich chemického zloženia (Západné Karpaty, Slovensko) 33
Vaněková, H. & Bendík, A.: Palynologický rozbor sedimentov z Jaskyne Izabely Textorisovej vo Veľkej Fatre 151
Vass, D., Soták, J., Dzúrik, J. & Halásová, E.: Nové poznatky o kenozoickej výplni Lučenskej kotliny 17

MINERALIA SLOVACA
Volume 40 – 2008
CONTENT

Andráš, P.: Archean bronze: History and sources 185
Bezák, V., Broska, I., Konečný, P., Petrík, I. & Košler, J.: Permian magmatic complex in Northern Veporicum: Interpretation of new datings of acid magmatites 127
Bezák, V. & Olšavský, M.: Large overthrusts in the Northern Veporicum (Western Carpathians) 121
Buriánek, D., Müller, P., Abrahám, M. & Hanák, J.: Limitations in drainage area determination by analysis of chemical composition of heavy minerals in stream sediments: Provenance of sediments from the Bílý potok stream, Czech Republic 103
Derco, J., Németh, Z. & Derco, J. ml.: Graphitization of carbon matter during metamorphism of Western Carpathians rocks 113
Ďurža, O. & Jankulár, M.: Soil magnetic susceptibility of the watersheds of the Kyjov brook 171
Ďurža, O. & Rapant, S.: Geochemistry 2007 (Geovestník, 40, 1–2) 17
Franko, O.: Geothermal water, its use and liquidation (Geovestník, 40, 1–2) 15
Fulín, M. & Holec, P.: Discovery of a bird leg (Aves) in Paleogene sediments at Bystré nad Topľou locality 183
Hovorka, D.: Earth sciences in universities: Training of geoscientists or an integral part of universal education in universities? (Geovestník, 40, 1–2) 5
Hovorka, D., Spišiak, J. & Mikuš, T.: Coarse-grained hornblende-clinopyroxene-garnetiferous rocks from the Malá Fatra Mts. (Western Carpathians, Slovakia) 25
Chalupová, B.: Sarmatian otoliths from the borehole TPM-23B Smolenice (Danube Basin, Slovakia) 53
Chalupová, B., Szewczyk, E., Bazarnik, J., Majka, J., Kondela, J., Kováčová, M., Gregáňová, M. & Zahradník, L.: 9th International Geological Conference of PhD. Students and Young Scientists 255
Ivan, P.: Oceanic crust: Its structure, composition and petrogenesis 73
Knésl, J.: Book review: Petr Morávek: Zlaté doteky pětí kontinentů (Geovestník, 40, 1–2) 21
Košťálik, J.: Evolution and chronostratigraphy of Quaternary sediments and fossil soil complexes on the locality of Petrovany-Močarmany in the Košice Basin 155
Kratochvíl, T., Šucha, V., Adamcová, R., Janega, A. & Mátyás, T.: Mineral composition and physical properties of altered rhyolite tuff from selected deposits of the southern part of Tokaj Mountains (Hungary) 45
Kraus, I.: New trends and possibilities of utilization of industrial minerals and rocks in Slovakia 175
Križáni, I. & Andráš, P.: Percolation modeling of dump sediments and tailings at Banská Štiavnica ore-field (Western Carpathians, Slovakia) 59
Kušnír, P.: One (allegedly) proper reaction on annonymous remark 280
Méres, Š., Janák, M., Ivan P. & Konečný, P.: Omphacite – metamorphic index mineral of the eclogite facies in the crystalline basement of the Western Carpathians 89
Michalík, J.: International Year of the Planet Earth culminates in 2008 (Geovestník, 40, 1–2) 1
Michalík, J.: 9th Czech-Slovak-Poland paleontological conference 278
Michalík, J.: Jurassic-Cretaceous boundary formations in western part of the Outher Flysch Carpathians on the Polish–Czech borderland 279
Németh, Z.: Mineralia Slovaca – geoscientific periodical 197
Németh, Z.: 7th Annual Seminary of Slovak Geological Society 199
Németh, Z. & Plašienka, D.: SlovTec 08 – International tectonic conference of Central European Tectonic Studies Group this year in Slovakia (Geovestník, 40, 1–2) 9
Olšavský, M.: Lithostratigraphy and sedimentogenesis of the Upper Paleozoic Formations in the northern part of the Považský Inovec Mts. (Western Carpathians, Slovakia) 1
Ozdínová, S.: Badenian calcareous nannofossils from Gajary 23 borehole (Vienna Basin) 135
Ozdínová, S.: Badenian calcareous nannofossils from Semerovce ŠV-8 and Cífer-1 boreholes (Danube Basin) 141
Panáček, A.: Jozef Hricko – 70th jubilee 281
Plašienka, D. & Reháková, D.: The jubilee of professor M. Mišík 228
Reháková, D. & Józsa, Š.: Conference Environmental, Structural and Stratigraphical Evolution of the Western Carpathians 231
Soták, J.: Paleoenvironmental changes of the Carpathian Flysch Sea during the transition from the Peri-Tethyan to Black Sea-type basins 253
Spišiak, J.: 75th jubilee of Prof. RNDr. Dušan Hovorka, DrSc. 18
Spišiak, J., Illášová, Ľ., Mikuš, T. & Spišiaková, M.: Mineral components in ivory and mammoth tusk (Geovestník, 40, 1–2) 7
Šarinová, K.: Identification of the source rocks of detrital garnets by their chemical composition (Western Carpathians, Slovakia) 33
Vaněková, H. & Bendík, A.: Palynological analysis of sediments from Izabela Textorisová Cave in Veľká Fatra Mts. 151
Vass, D., Soták, J., Dzúrik, J. & Halásová, E.: New evidences about Cenozoic fill of the Lučenská kotlina Depression (Southern Slovakia) 17

PÔVODNÉ ČLÁNKY – ORIGINAL PAPERS

Méres, Š., Janák, M., Ivan, P. & Konečný, P.
Omfacit – diagnostický minerál eklogitovej fácie metamorfózy v kryštaliniku Západných Karpát
Omphacite – metamorphic index mineral of the eclogite facies in the crystalline basement of the Western Carpathians 89

Buriánek, D., Müller, P., Abrahám, M. & Hanák, J.
Limitations in drainage area determination by analysis of chemical composition of heavy minerals in stream sediments: Provenance of sediments from the Bílý potok stream, Czech Republic
Obmedzenia pri určovaní zdrojových oblastí analýzou chemického zloženia ťažkých minerálov zo sedimentov vodných tokov – pôvodné sedimenty z Bieleho potoka (Ždárské vrchy, Česká republika) 103

Derco, J., Németh, Z. & Derco, J. ml.
Grafitizácia uhlíkatých látok pri metamorfóze západokarpatských hornín
Graphitization of carbon matter during metamorphism of Western Carpathians rocks 113

Bezák, V. & Olšavský, M.
Rozsiahle alpínske násuny v severnom veporiku
Large overthrusts in the Northern Veporicum (Western Carpathians) 121

Bezák, V., Broska, I., Konečný, P., Petrík, I. & Košler, J.
Permský magmatický komplex v severnom veporiku: interpretácia z nových datovaní kyslých magmatitov
Permian magmatic complex in Northern Veporicum: Interpretation of new datings of acid magmatites 127

Ozdínová, S.
Bádenské vápnité nanofosílie z vrtu Gajary 23 (viedenská panva)
Badenian calcareous nannofossils from Gajary 23 borehole (Vienna Basin) 135

Ozdínová, S.
Badenian calcareous nannofossils from Semerovce ŠV-8 and Cífer-1 boreholes (Danube Basin)
Bádenské vápnité nanofosílie z vrtu Semerovce ŠV-8 a vrtu Cífer-1 (podunajská panva) 141

Vaněková, H. & Bendík, A.
Palynologický rozbor sedimentov z Jaskyne Izabely Textorisovej vo Veľkej Fatre
Palynological analysis of sediments from Izabela Textorisová Cave in Veľká Fatra Mts. 151

OBÁLKA: Nízke Tatry – severné veporikum. Pohľad z cesty smerujúcej do sedla Priehyba na juh do doliny Krivuľa, kde sa vyskytujú v odkryvoch rúl a amfibolitov retrográdne eklogity. V pozadí je Muránska planina. V hmle v údolí Hrona sa nachádza dedina Heľpa. Fotografia z odkryvu zobrazuje enklávu retrográdneho eklogitu v doline Krivuľa-Jaškovec severne od Heľpy. Mikrofoto: Retrográdny eklogit – granát v centrálnej časti fotografie uzatvára omfacit, ktorý sa v podmienkach retrográdnej metamorfózy počas exhumácie zmenil na symplektit diopsidu, plagioklasu, amfibolu a kremeňa, ktorý sa vyskytuje v okolí granátu. Problematikou sa zaoberá článok Š. Méresa et al. na str. 89–102. Foto Š. Méres.

COVER: The Nízke Tatry Mts. – Northern Veporicum. View from the road to Priehyba saddle down to Krivuľa valley in the south, where in the gneiss and amphibolite outcrops the retrograde eclogite was found. Background – the Muráň plain. The fog covers the village Heľpa in the Hron valley. Photograph from the outcrop displays the enclave of retrograde eclogite in the valley Krivuľa-Jaškovec north of Heľpa. Microphoto: Retrograde eclogite: The garnet in the central part of the photograph encloses omphacite, being in the retrograde metamorphism during exhumation changed to symplectite of diopside, plagioclase, amphibole and quartz present in the garnet surrounding. This topic is presented in article by Š. Méres et al. on pp. 89–102. Photo Š. Méres.

Košťálik, J.
Vývoj a chronostratigrafia kvartérnych sedimentov a fosílnych pôdnych komplexov na lokalite Petrovany-Močarmany v Košickej kotline
Evolution and chronostratigraphy of Quaternary sediments and fossil soil complexes on the locality of Petrovany-Močarmany in the Košice Basin 155

Ďurža, O. & Jankulár, M.
Magnetická susceptibilita pôdy v povodí Kyjova
Soil magnetic susceptibility of the watersheds of the Kyjov brook 171

Kraus, I.
Nové trendy a možnosti využívania nerudných surovín na Slovensku
New trends and possibilities of utilization of industrial minerals and rocks in Slovakia 175

AKTUALITA – ACTUALITY

Fulín, M. & Holec, P.
Nález vtáčej nohy (Aves) v paleogénnych sedimentoch lokality Bystré nad Topľou
Discovery of a bird leg (Aves) in Paleogene sediments at Bystré nad Topľou locality 183

METODICKO-REŠERŠNÁ ČASŤ – METHODOLOGY AND SUMMARIES

Andráš, P.
Staroveký bronz – história a zdroje
Archean bronze: History and sources 185

GeoVestník

Németh, Z.
Mineralia Slovaca – geovedné periodikum
Mineralia Slovaca – geoscientific periodical 197

Németh, Z.
7. výročný predvianočný seminár Slovenskej geologickej spoločnosti
7th Annual Seminary of Slovak Geological Society 199

Plašienka, D. & Reháková, D.
K životnému jubileu profesora M. Mišíka
The jubilee of professor M. Mišík 228

Reháková, D. & Józsa, Š.
Conference Environmental, Structural and Stratigraphical Evolution of the Western Carpathians
Konferencia Environmentálny, štruktúrny a stratigrafický vývoj Západných Karpát 231

Soták, J.
Paleoenvironmental changes of the Carpathian Flysch Sea during the transition from the Peri-Tethyan to Black Sea-type basins
Paleonvironmentálne zmeny v systémoch karpatských flyšových morí pri ich transformácii z peri-tetydných paniev na panvy typu Čierneho mora 253

Chalupová, B., Szewczyk, E., Bazarnik, J., Majka, J., Kondela, J., Kováčová, M., Gregáňová, M. & Zahradník, L.
9th International Geological Conferencie of PhD. Students and Young Scientists
9. medzinárodná geologická konferencia doktorandov a mladých vedeckých pracovníkov 255

Michalík, J.
Deviata česko-slovensko-poľská paleontologická konferencia
9th Czech-Slovak-Poland paleontological conference 278

Michalík, J.
Útvary jursko-kriedového rozhrania v západnej časti flyšového pásma Západných Karpát na poľsko-českom pohraničí
Jurassic–Cretaceous boundary formations in western part of the Outher Flysch Carpathians on the Polish–Czech borderland 279

Kušnír, P.
Jedna (vraj) slušná reakcia na nepodpísanú poznámku
One (allegedly) proper reaction on annonymous remark 280

Panáček, A.
Jozef Hricko sedemdesiatročný
Jozef Hricko – 70th jubilee 281

Oznamy Slovenskej geologickej spoločnosti a redakcie Mineralia Slovaca
Notices of Slovak Geological Society and editorial office of Mineralia Slovaca 281

Mineralia Slovaca, 40 (2008), 89–102
ISSN 0369-2086

Omfacit – diagnostický minerál eklogitovej fácie metamorfózy v kryštaliniku Západných Karpát

ŠTEFAN MÉRES[1], MARIAN JANÁK[2], PETER IVAN[1] a PATRIK KONEČNÝ[3]

[1]Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave, Mlynská dolina, 842 15, Bratislava; meres@fns.uniba.sk
[2]Geologický ústav SAV, Dúbravská 9, P. O. Box 106, 840 05 Bratislava 45
[3]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Omphacite – metamorphic index mineral of the eclogite facies in the crystalline basement of the Western Carpathians

Omphacite is a diagnostic mineral of the eclogite facies metamorphism. This mineral rarely occurs in metabasites – retrograde eclogites of the Nízke Tatry Mts., in the northern Veporic unit. Retrograde eclogites with omphacite form small bodies and lenses in amphibolites. Mineral assemblage of the eclogite facies phase encompasses omphacite, garnet, phengite, rutile, zoisite and quartz. Primary omphacite (Cpx I) with the highest jadeite content (~40 mol.%) occurs only as inclusions in the garnet. Omphacite (Cpx II) with lower jadeite content (20–30 mol.%) forms larger (100 μm) grains in the garnet and matrix. Clinopyroxene with low jadeite content (<19 mol.%) occurs as domains (Cpx III) in the omphacite. The lowest (<5 mol.%) jadeite content is in clinopyroxene (Cpx III) forming symplectites with plagioclase, amphibole and quartz. Decrease in jadeite content is related to breakdown of primary omphacite, due to decompression from the eclogite facies conditions and recrystallization at amphibolite to granulite facies conditions. Estimated peak metamorphic P-T conditions for the omphacite-bearing eclogites in the Veporic unit are ~2.5 GPa and 700 °C (Janák et al., 2007), well within the eclogite facies stability field. Omphacite is an unambiguous evidence for the eclogite facies metamorphism in the Western Carpathians, challenging the older views on the amphibolite facies metamorphism of garnet and clinopyroxene bearing metabasites.

Key words: omphacite, eclogites, retrograde metamorphism, Veporic unit, Western Carpathians

Úvod

Omfacit bol prvý raz opísaný v roku 1815 (A. G. Werner – C. A. S. Hoffmann: Handb. Mineral, 2, 1815, 302) z münchberského komplexu (Bavorsko, Nemecko). Motivantom jeho názvu bolo grécke slovo *omphax* a vyjadruje narážku na typickú zelenú farbu nezrelých zrniek hrozna. V klasifikácii Dana (1892) sa zaraďuje medzi inosilikáty (Inosilicate, 65.1.3b.1), klinopyroxény (prechodné klinopyroxény), v klasifikácii Strunza (1970) medzi silikáty (Silitates VIII/F.01–100), inosilikáty a v skupine pyroxénov medzi klinopyroxény a v klasifikácii IMA medzi Ca-Na pyroxény (Morimoto et al., 1989).

Chemické zloženie omfacitu vyjadruje vzorec (Ca, Na)(Mg, Fe, Al)[Si_2O_6]. Ide v podstate o tuhý roztok jadeitu ($NaAlSi_2O_6$) a diopsidu ($MgCaSi_2O_6$)/hedenbergitu ($FeCaSi_2O_6$) s premenlivým zastúpením egirínu ($NaFe^{3+}Si_2O_6$) a Ca tschermakitu ($CaAl_2SiO_6$) v rozsahu $0,2 < Na/(Na + Ca) < 0,8$ a $[Al]^6/([Al]^6 + Fe^{3+}) > 0,5$. Názov omfacit možno použiť, keď klinopyroxén obsahuje 20–80 mol. % jadeitu (obr. 6).

Omfacit sa využíva v geotermometroch a geobarometroch najmä v asociácii s koexistujúcim granátom, fengitom a kremeňom resp. coesitom pri výpočte p-T podmienok metamorfózy (Carswell et al., 1997; Holland, 1990; Waters a Martin, 1993; Waters a Martin, 1996; Holland a Powell, 1998; Ravna, 2000; Ravna a Paquin, 2003; Ravna a Terry, 2004).

Omfacit je diagnostický minerál ultravysokotlakovej (UHP), vysokotlakovej (HP), a teda aj eklogitovej fácie metamorfózy, ktorú prvý definoval Eskola (1921) ako premenu horniny pri vysokom tlaku. Ako eklogit možno označiť horninu bazaltového zloženia obsahujúcu minerál omfacit (klinopyroxén s obsahom jadeitovej zložky) a granát, pričom neobsahuje plagioklas ako primárny minerál (napr. Carswell, 1990). Kremeň (coesit), kyanit, ortopyroxén a rutil sú ďalšie primárne minerály vyskytujúce sa v eklogitoch. V podmienkach eklogitovej fácie sú stabilné aj niektoré minerály s obsahom vody (hydrosilikáty), napr. amfibolity (glaukofán, barroisit, pargasit), sľuda (fengit, paragonit, flogopit), mastenec, antigorit a zoisit. V súčasnosti je známe, že niektoré asociácie, ako je napr. kyanit, fengit, granát a omfacit, sú stabilné pri vysokom tlaku aj v metapelitoch.

Minerálna paragenéza eklogitovej fácie – najmä pri exhumácii – dosť často podlieha retrográdnej premene účinkom fluíd, a preto sa vysokotlakové prejavy metamorfózy často zachovali iba v podobe reliktov minerálov eklogitovej fácie, ale tie sú kľúčovým záznamom

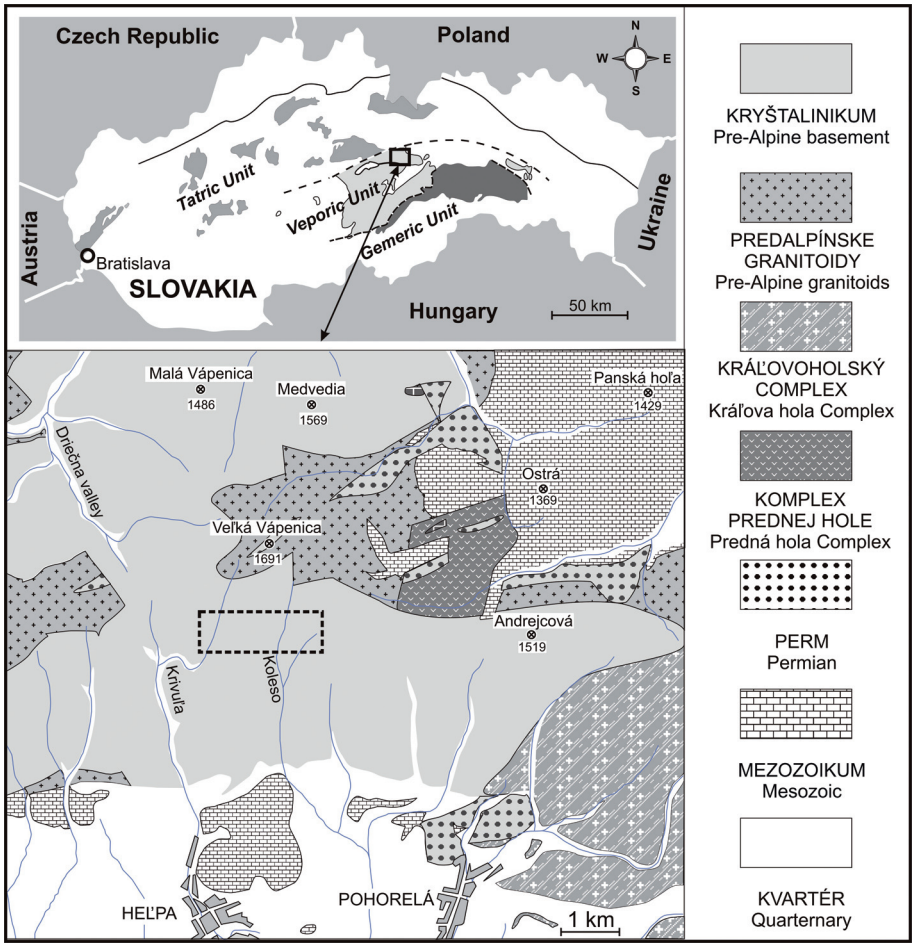
na objasnenie hlbokokôrových subdukčno-kolíznych procesov pri orogénnom vývoji príslušného regiónu.

Metamorfované horniny eklogitovej fácie v západokarpatskom kryštaliniku neboli známe. Akceptovala sa predstava o regionálnej metamorfóze kryštalinika maximálne v podmienkach amfibolitovej fácie (Buday et al., 1961; Kamenický in Maheľ et al., 1967; Cambel a Korikovsky, 1986; Krist et al., 1992; Putiš, 1992; Bezák, 1991, 1994; Ivanička et al., 1998; Korikovsky a Hovorka, 2001). Prvé zistenie reliktov vysokometamorfovaných hornín (Grt + Cpx metabazity; Hovorka a Méres, 1989) podnietilo úvahy o vyšších PT podmienkach predalpínskej metamorfózy v západokarpatskom kryštaliniku.

Grt + Cpx metabazity s charakteristikami retrográdnych eklogitov sa zistili v tatroveporickom kryštaliniku v Tribeči (Hovorka a Méres, 1990), v Malej Fatre (Hovorka et al., 1992; Janák a Lupták, 1997; Janák et al., 1997), v Západných Tatrách (Hovorka a Méres, 1989, 1993; Janák et al., 1996, 1997), Nízkych Tatrách (Hovorka a Méres, 1993; Janák et al., 1996) a v Branisku (Méres et al., 2000; Faryad et al., 2005). Analogické výskyty Grt + Cpx metabazitov sú aj v gemeriku v okolí Dobšinej (Ivan, 1994).

V Grt + Cpx západokarpatských metabazitoch sa našli mikroštruktúrne prejavy charakteristické pre rozpad vysokotlakových asociácií, napr. symplektity pyroxénu a plagioklasu po rozpade omfacitu. Ale pôvodný omfacit sa v Grt + Cpx metabazitoch Západných Karpát dlho neidentifikoval, ale v západotatranských sa zistili napr. fluidné inklúzie veľmi podobné tým, ktoré sú známe z eklogitov (Janák et al., 1996; Hurai et al., 2000). Omfacit sa napokon našiel v metabazitoch veporickej časti Nízkych Tatier vystupujúcich na S od Heľpy (Janák et al., 2003).

V práci Janáka et al. (2007) sme publikovali termodynamické podmienky eklogitovej metamorfózy v severnom veporiku. Cieľom tejto práce je upozorniť odbornú verejnosť na nový významný indexový minerál v západokarpatskom kryštaliniku, zdokumentovať jeho transformáciu pri exhumácii v iných PT podmienkach, ako vznikol, a poukázať na petrografický význam tejto premeny. Tieto informácie majú veľký význam pri identifikácii a dokumentácii všetkých výskytov Grt + Cpx metabazitov v Západných Karpatoch, ktoré majú rovnakú priestorovú pozíciu, petrografickú charakteristiku a podľa autorov tejto práce aj veľmi podobnú genézu. Výskyt minerálov HP/HT metamorfózy je prirodzené očakávať aj v iných jadrách západokarpatského fundamentu. Práca poukazuje aj na to, že dobre formulovaná a indíciami podložená hypotéza (Hovorka a Méres, 1989), systematický, aj keď niekedy dlhotrvajúci výskum, môže priniesť zásadné zistenia (Janák et al., 2003, 2007).

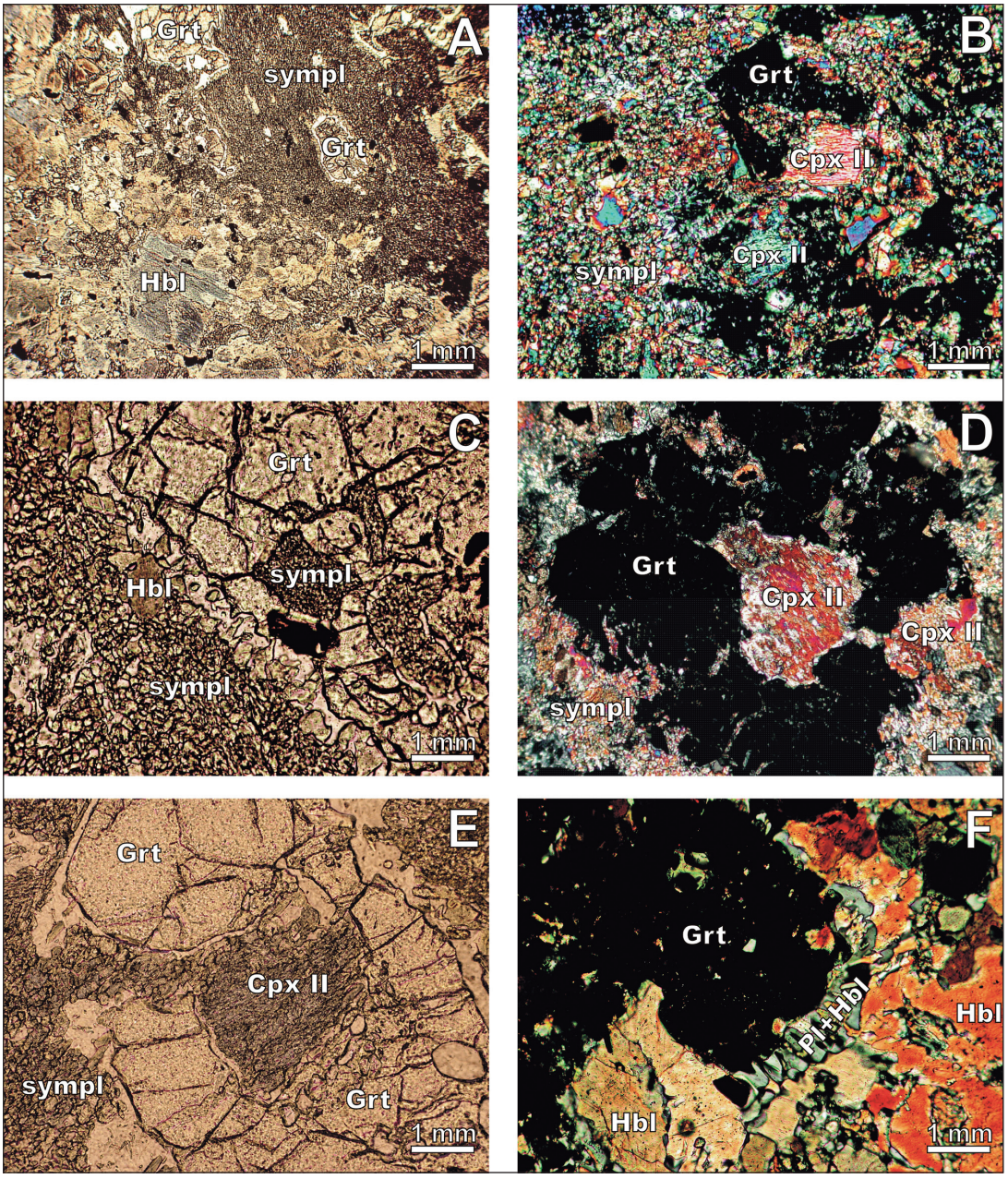


Obr. 1. Schematická geologická mapa časti severného veporika s lokalizáciou (rámček) oblasti výskytu retrográdnych eklogitov. Modifikované podľa geologickej mapy Bieleho et al. (1992).

Fig. 1. Simplified geological map of the northern parts of the Veporic unit modified after Biely et al. (1992), showing locations of the investigated eclogites.

Terminológia eklogitov

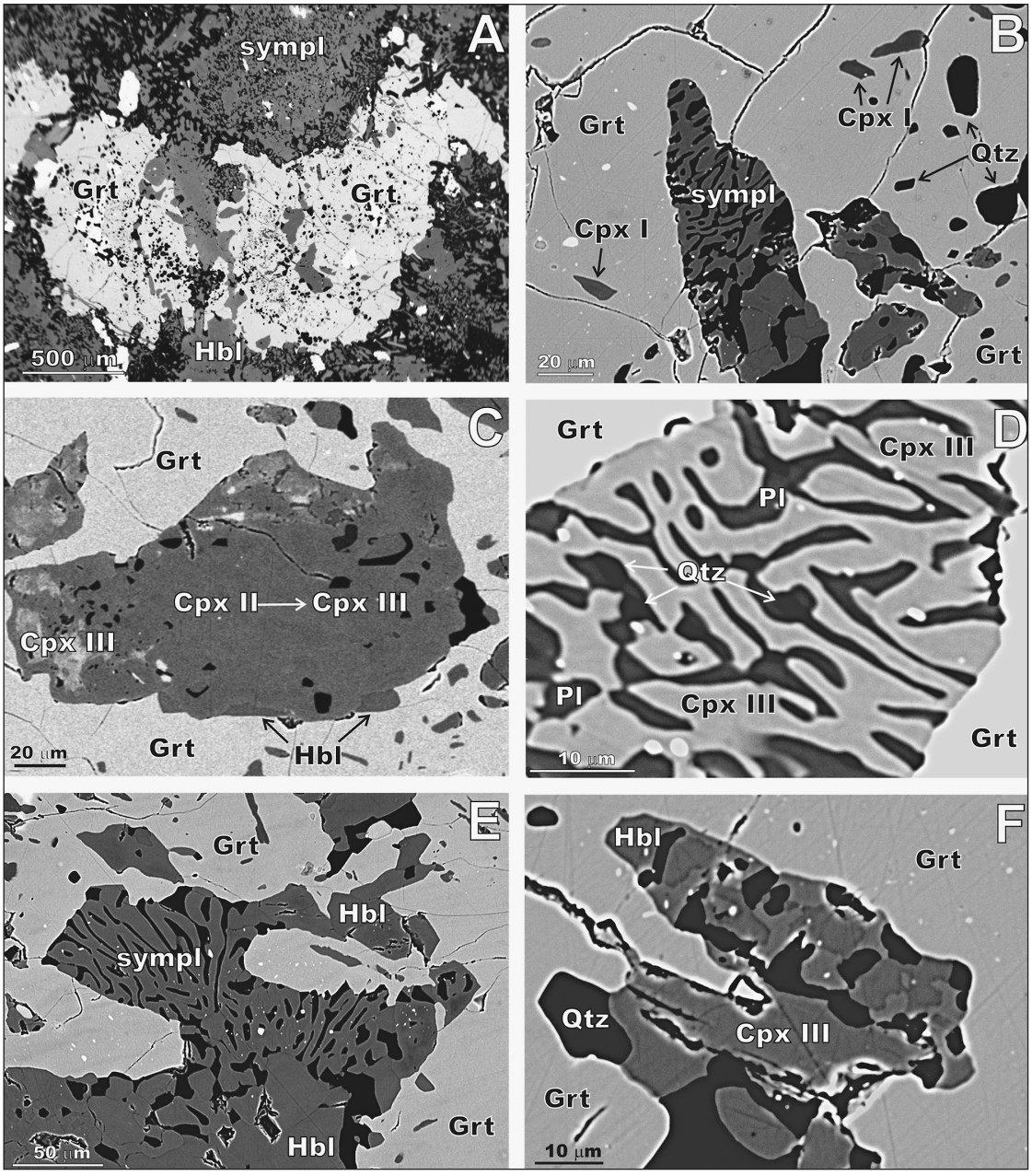
Termín eklogit bol zavedený v roku 1822 (Haüy, 1822). Ako eklogity niektorí autori označujú horniny bez plagioklasu obsahujúce > 70 % granátu a omfacitu, ale objem ostatných bezvodných minerálov spolu nemôže byť väčší ako 30 % (Robertson, 1999). Podľa subkomisie pre systematiku metamorfovaných hornín (SCMR) *„Eklogity sú horniny bez plagioklasu, ktoré obsahujú ≥ 75 obj. % omfacitu a granátu, z ktorých oba sú zastúpené ako hlavné zložky.“* (Desmons a Smulikowski, 2004; Schmid et al., 2004). Podľa SCMR je pre obsah hlavnej zložky limitná hodnota ≥ 5 obj. %, ale v prípade omfacitu sa môže pokladať za veľmi nízku. Ak však Grt a Omp tvoria ≥ 75



Obr. 2. Mikrofotografie retrográdnych eklogitov: A – zóna s prevahou granátu a symplektitu (vpravo hore) a zóna s prevahou amfibolu (vľavo dole), vzorka VV 33, II pol.; B – omfacit (Cpx II) a symplektit vo vzorke VV 33 B, X pol.; C – symplektit, ktorý pseudomorfuje tabuľku pôvodného omfacitu (Cpx I) v Grt, vzorka VV 41, II pol.; D – omfacit (Cpx II) v Grt a v matrixe vo vzorke VV 33 B, X pol.; E – transformácia Cpx II na symplektit, vzorka VV 33, II pol; F – Pl + Hbl kelyfit okolo Grt, vzorka VV 33, X pol.

Fig. 2. Photomicrographs of retrograded eclogites: A – garnet and symplectites (upper right side) and amphiboles (left side), sample VV 33, II pol.; B – omphacite (Cpx II) and symplectite, sample VV 33 B, X pol., C – symplectite pseudomorph after omphacite (Cpx I) in garnet, sample VV 41, II pol., D – omphacite (Cpx II) in garnet and matrix, sample VV 33 B, X pol., E – transformation of Cpx to symplectite, sample VV 33, II pol, F – Pl + Hbl kelyphite around garnet, sample VV 33, X pol.

obj. %, je podľa SCMR termín oprávnený. SCMR horniny, v ktorých Grt a Omp prekračujú ≥ 75 obj. %, navrhuje označovať ako granatické omfacitity (*garnet omphacitite*) alebo omfacitické granátovce (*omphacite garnetite*). Ale ak limity obsahu Grt a Omp stanovené SCMR nie sú dodržané, treba hovoriť o horninách súvisiacich s eklogitmi (*rocks related to eclogites*). Sú dve skupiny takýchto hornín: 1. Ak sú Omp a Grt zastúpené v nealterovaných horninách v rozličnom objeme, ale v menšom, ako sa uvádza definícia SCMR, treba k názvu priradiť príponu -oid (*eklogitoid*/*eclogitoid*), -oidic (*eklogitoidický*/*eclogitoidic*) alebo -ic (*eklogitický*/*eclogitic*). 2. Ak sú omfacit a granát zastúpené iba v malom množstve – ako relikty v prevažne amfibolitovej paragenéze, môžu sa označovať



Obr. 3. BSE obrazy rôznych typov Cpx v retrográdnych eklogitoch severného veporika. A – typický retrográdny eklogit severného veporika, vzorka VV 41; B – inklúzie omfacitu (Cpx I) s najvyšším obsahom jadeitu (~40 mol.%) v granáte, vzorka VV 41; C – nehomogénny Cpx II a zóna jeho transformácie na Cpx III (pozri obr. 4), vzorka VV 33 B; D – detail symplektitu s Cpx III + Pl v granáte, vzorka VV 41; E – amfibolizácia symplektitu na okraji granátu, vzorka VV 41; F – detail symplektitu s Cpx III + Pl + Hbl v granáte, vzorka VV 41.

Fig. 3. BSE images of clinopyroxenes. A – matrix of retrograded eclogite, B – inclusions of omphacite (Cpx I) in garnet, sample VV 41, C – inhomogeneous Cpx II and its partial transformation to Cpx III (see Fig. 4), sample VV 33 B; D – detail of symplectite Cpx III + Pl in garnet, sample VV 41; E – amphibolization of symplectite at the rim of garnet, sample VV 41; F – detail of symplectite Cpx III + Pl + Hbl in garnet, sample VV 41.

ako retrográdne eklogity, amfibolitizované eklogity, posteklogitové amfibolity, retrográdne eklogitové amfibolity, eklogitoidné amfibolity a pod.

Omfacit v metabazitoch severného veporika

Metabazity severného veporika s omfacitom sú reliktom eklogitov vystupujúcich v podobe enkláv v rule, amfibolitoch a metagabrách (obr. 1), ktoré sú súčasťou leptyno-amfibolitového komplexu (LAC, Hovorka a Méres, 1993; Hovorka et al., 1992, 1994, 1997; Méres et al., 1996; Ivan et al., 1996). V minulosti sa LAC v tejto oblasti považoval za litologickú súčasť hronského komplexu (Klinec, 1966), ale označoval sa aj ako gabrovo-peridotitovo-bazaltová formácia (Miko a Putiš, 1989, in Krist et al., 1992) resp. páskovaný metamagmatický komplex v tektonickej superpozícii na hronskom komplexe (Putiš et al., 1997). Enklávy eklogitov vystupujú priamo v odkryvoch ruly a amfibolitov zárezu cesty v najvýchodnejšom rozdvojení doliny Koleso (výška 1225 m n. m.) a v doline Krivuľa (Jaškovec), v zárezе cesty (1070 m n. m.). Ako fragmenty v sutine na tieto horniny zistili aj na ďalších miestach v širšom okolí týchto dolín.

LAC s. l. v skúmanej oblasti okrem retrográdnych eklogitov tvorí veľmi pestrá skupina metamorfovaných hornín. Najrozšírenejšie sú amfibolity, metaultramafity, metagabrá, rôzne typy anatexitov, ortoruly a rozličné typy pararúl (granatické, s kyanitom, muskoviticko-biotitické). Metagabroidy si lokálne zachovali primárne kumulátové štruktúry a minerály (Ivan et al., 1996; Méres et al., 1996). Metaultramafity (Hbl + Ol + Opx + Sp + Grt + Chl_{Mg} + Dol) sa vyznačujú výskytom magmatických (chrómspinel) a metamorfných (Al spinel) spinelov. Chemické zloženie chrómspinelu (Cr-Al trend) je typické pre horniny ekvilibrované pri vysokom tlaku (Méres et al., 2006). Takéto horniny sa vyskytujú vo zvrstvených mafických až ultramafických intrúziách (kumulátoch). Celý komplex injektujú žily pegmatitov, aplitov a kremenných hydrotermálnych žíl. V oblasti je známa aj stratiformná pyritovo-pyrotitová mineralizácia (Kantor et al., 1971; Ozdín a Uher, 2002). Pestrú litológiu dopĺňajú diaftority (fylonity) všetkých horninových typov LAC-u, ktoré reprezentujú najmä epidotické amfibolity, zelené bridlice, svory s granátom a kyanitom a rozličné fylity (chloritické, sericitické, sericiticko-chloritické). V geologickej mape študovanej oblasti (Biely et al., 1992) sú na južných svahoch Nízkych Tatier na S od Heľpy a Závadky nad Hronom vyznačené aj zelené bridlice Jánovho grúňa (Miko, 1981). Tieto zelené bridlice na základe geologickej pozície a petrografického štúdia považujeme za diaftority metabazitov LAC-u, a preto ich v schematickej geologickej mape neuvádzame (obr. 1). Predpokladáme, že aj podstatná časť fylitov, fylonitov a svorov tejto oblasti – zaraďovaných pôvodne do hronského komplexu (Klinec, 1966) – sú diaftority pôvodných hornín LAC-u (Hovorka et al., 1997).

Kráľovohoľský komplex v študovanej oblasti tvoria predalpínske granitoidy, rula a svory, ktoré sú silno alpínsky mylonitizované. Vek intrúzie granitoidov je ~350 Ma (Bibikova et al., 1990; Putiš et al., 2000; Gaab et al., 2006). Komplex Prednej hole tvoria paleozoické nízkometamorfované fylity, metapieskovcové telesá, bázické vulkanity a vulkanoklastiká. Sedimentárny obal permu tvoria metamorfované polymiktné konglomeráty – pieskovec a piesčitá bridlica, metamorfované arkózy a droba, lokálne s vulkanogénnym materiálom. Mezozoikum je z triasových karbonátov a kremenca, ktorý bol v kriede nízko metamorfovaný (Vrána, 1966; Korikovsky et al., 1997; Lupták et al., 2003).

Metamorfný vývoj metabazitov severného veporika

Magmatická a metamorfná história severného veporika bola polyfázová. Metamorfované horniny kryštalinika veporika sú teda polymetamorfované a majú zachované znaky predvariských, variských, permských a alpínskych udalostí (Vrána, 1966; Hovorka et al., 1992, 1994, 1997; Putiš, 1994; Korikovsky et al., 1997; Plašienka et al., 1997; Lupták et al., 2003; Janák et al., 2003, 2007). Najstaršej metamorfóze v študovaných metabazitoch zodpovedá paragenéza eklogitovej fácie. Mladšia (retrográdna) metamorfóza spôsobila intenzívnu (až úplnú) zámenu eklogitovej paragenézy paragenézou amfibolitovej až granulitovej fácie metamorfózy.

Paragenéza eklogitovej fácie

Paragenézu eklogitovej fácie metamorfózy v retrográdnych eklogitoch severného veporika okrem omfacitu tvorí granát, fengit, kremeň, zoisit a rutil.

Omfacit vystupuje v podobe drobných inklúzií (10–15 μm) v granáte, ako aj v podobe väčších jedincov klinopyroxénu (100 μm) v granátoch a v matrixe (Janák et al., 2003, 2007). Jeho zloženie vo vzorkách, ako aj v rámci zŕn je variabilné (20–42 mol.% jadeitu; tab. 1). Primárny omfacit (Cpx I) s najvyšším podielom jadeitu (~40 mol.%) sa zistil iba vo forme submikroskopických (~10 μm) uzavrenín v granáte (obr. 3). V počiatočných štádiách dekompresie – zrejme ešte v podmienkach eklogitovej fácie metamorfózy – vznikol omfacit (Cpx II) s nižším obsahom jadeitu (20–30 mol.%). Cpx II tvorí väčšie zrná (100 μm) v granáte a v matrixe (obr. 3). Ďalšia dekompresia viedla k vzniku domén v Cpx II, ktoré tvorí na jadeit menej bohatý Cpx III (5–19 mol. % jadeitu; obr. 4, 5, 6). Variabilita v zložení klinopyroxénu je dobre identifikovateľná na rtg. kompozičných mapách distribúcie chemických prvkov (obr. 4). Vznik zón s nižším obsahom jadeitu (Cpx II) až individuálnych zŕn diopsidu (Cpx III) je jednoznačným dôkazom reekvilibrácie primárneho omfacitu pri dekompresii.

Granát je poikiloblastický a uzatvára inklúzie omfacitu, klinopyroxénu, amfibolu, kremeňa, zoisitu a rutilu/ilmenitu. Grt býva obklopený a čiastočne resorbovaný amfibolom, ktorý spolu s plagioklasom vytvára kelyfitickú štruktúru (obr. 2). Chemické zloženie Grt je variabilné (almandín 50–60, pyrop 6–20, grosulár 27–40 a spessartín 1–2 mol. %; Janák et al., 2007).

Fengit sa vyskytuje v matrixe v asociácii s kremeňom a jeho rozpad (pri dekompresnej rekryštalizácii pôvodných eklogitov) viedol k formovaniu biotitu a plagioklasu, ktoré

Tab. 1
Chemické analýzy klinopyroxénov z retrográdnych eklogitov veporika
Chemical composition of clinopyroxenes from the retrograde eclogites of the Veporic unit

vzorka	VV-40	VV-40	VV-40	VV-40	VV-40	VV-40	VV-40	VV-40	VV-40	VV-40	VV41	VV41	VV41	VV41	VV41
typ Cpx	Cpx III	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx I	Cpx I	Cpx I	Cpx I	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx II
pozícia Cpx	sympl	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	sympl	sympl	sympl	Grt	Grt
SiO_2	52,38	54,42	54,82	54,63	54,49	54,51	54,84	54,66	54,92	54,54	52,38	53,29	52,80	53,03	53,52
TiO_2	0,16	0,08	0,06	0,20	0,18	0,16	0,09	0,09	0,09	0,11	0,16	0,09	0,12	0,22	0,12
Al_2O_3	3,31	8,44	6,47	6,84	7,45	7,66	9,78	9,43	9,97	9,57	3,31	2,67	5,06	6,27	6,43
Cr_2O_3	0,00	0,07	0,00	0,06	0,07	0,04	0,00	0,04	0,04	0,01	0,00	0,31	0,18	0,02	0,27
FeO	12,55	9,37	6,62	5,70	5,62	5,25	8,71	8,60	7,96	8,26	12,55	11,22	10,92	9,57	9,99
MnO	0,06	0,05	0,08	0,06	0,04	0,02	0,06	0,06	0,06	0,04	0,06	0,10	0,08	0,05	0,10
MgO	9,97	7,48	10,70	11,54	11,03	11,22	6,88	7,30	7,32	7,41	9,97	10,54	9,54	9,50	8,79
CaO	21,22	15,29	18,01	18,49	18,44	18,81	14,21	14,72	14,74	15,11	21,22	20,23	19,29	19,10	18,81
Na_2O	1,39	5,12	3,68	3,52	3,46	3,44	5,73	5,50	5,51	5,22	1,39	2,18	2,57	3,09	3,10
K_2O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Spolu	101,05	100,32	100,45	101,04	100,79	101,12	100,29	100,40	100,59	100,27	101,05	100,63	100,56	100,85	101,13
Si	1,960	1,987	1,986	1,963	1,960	1,953	1,989	1,983	1,980	1,978	1,960	1,989	1,961	1,950	1,963
Al^{IV}	0,040	0,013	0,014	0,037	0,040	0,047	0,011	0,017	0,020	0,022	0,040	0,011	0,039	0,050	0,037
Al^{VI}	0,106	0,350	0,263	0,253	0,276	0,276	0,407	0,386	0,404	0,388	0,106	0,106	0,183	0,222	0,241
Fe^{3+}	0,039	0,029	0,010	0,025	0,000	0,001	0,004	0,018	0,000	0,000	0,039	0,072	0,043	0,053	0,004
Cr	0,000	0,002	0,000	0,002	0,002	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,009	0,005	0,001	0,008
Ti	0,004	0,002	0,002	0,005	0,005	0,004	0,002	0,002	0,002	0,003	0,005	0,003	0,003	0,006	0,003
Fe^{2+}	0,352	0,256	0,190	0,146	0,169	0,157	0,260	0,242	0,240	0,251	0,352	0,276	0,295	0,240	0,302
Mn	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,003	0,003	0,002	0,003
Mg	0,556	0,407	0,578	0,618	0,592	0,599	0,372	0,395	0,393	0,401	0,556	0,586	0,528	0,521	0,481
Ca	0,851	0,598	0,699	0,712	0,711	0,722	0,552	0,572	0,570	0,587	0,851	0,809	0,768	0,752	0,739
Na	0,101	0,363	0,259	0,245	0,241	0,239	0,403	0,387	0,385	0,367	0,101	0,158	0,185	0,220	0,220
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Spolu	4,012	4,009	4,003	4,008	3,997	4,000	4,001	4,006	3,998	3,998	4,012	4,022	4,013	4,017	4,001
XJd	0,05	0,33	0,25	0,21	0,24	0,23	0,40	0,37	0,39	0,37	0,05	0,08	0,14	0,16	0,21

Tab. 1 (pokračovanie/continuation)

vzorka	VV41	VV41	VV41	VV41	VV186	VV186	VV-33-B	VV-33-B	VV-33-B	VV-33B	VV-33-B	VV-33-B
typ Cpx	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx I	Cpx III	Cpx I	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx III
pozícia Cpx	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	sympl	sympl	sympl	sympl	Cpx II	Cpx II
SiO_2	54,42	54,47	53,97	54,54	53,65	54,12	53,00	53,06	53,47	51,03	53,98	54,42
TiO_2	0,08	0,13	0,14	0,11	0,18	0,12	0,16	0,10	0,17	0,00	0,09	0,09
Al_2O_3	8,44	9,37	9,64	9,57	6,61	10,51	3,11	3,55	3,51	0,08	4,67	5,70
Cr_2O_3	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,08	0,14	0,08	0,28	0,07	0,12
FeO	9,37	8,52	8,35	8,26	8,14	7,70	7,03	7,03	6,79	18,02	6,68	5,87
MnO	0,05	0,06	0,07	0,04	0,05	0,06	0,01	0,12	0,08	0,75	0,06	0,04
MgO	7,48	7,57	7,49	7,41	10,16	7,11	13,46	12,68	13,04	6,23	12,05	11,72
CaO	15,29	15,61	15,61	15,11	18,56	14,05	23,35	23,02	22,27	23,72	21,09	19,99
Na_2O	5,12	5,12	4,99	5,22	3,31	5,61	0,96	1,11	1,53	0,09	2,09	2,87
K_2O	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Spolu	100,25	100,89	100,27	100,27	100,67	99,29	101,14	100,83	100,95	100,22	100,79	100,82
Si	1,988	1,970	1,963	1,978	1,959	1,973	1,942	1,949	1,956	2,001	1,967	1,969
Al^{IV}	0,012	0,030	0,037	0,022	0,041	0,027	0,058	0,051	0,044	-0,001	0,033	0,031
Al^{VI}	0,351	0,370	0,376	0,388	0,243	0,424	0,077	0,103	0,107	0,005	0,168	0,212
Fe^{3+}	0,028	0,019	0,007	0,000	0,035	0,000	0,057	0,027	0,050	0,000	0,010	0,018
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,004	0,002	0,009	0,002	0,003
Ti	0,002	0,004	0,004	0,003	0,005	0,003	0,004	0,003	0,005	0,000	0,002	0,002
Fe^{2+}	0,257	0,239	0,246	0,251	0,213	0,235	0,157	0,189	0,157	0,591	0,193	0,159
Mn	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,000	0,004	0,003	0,025	0,002	0,001
Mg	0,407	0,408	0,406	0,401	0,553	0,386	0,735	0,694	0,711	0,364	0,655	0,632
Ca	0,598	0,605	0,608	0,587	0,726	0,549	0,917	0,906	0,873	0,996	0,823	0,775
Na	0,363	0,359	0,352	0,367	0,234	0,396	0,068	0,079	0,108	0,007	0,148	0,201
K	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Spolu	4,009	4,006	4,002	3,998	4,011	3,997	4,018	4,008	4,016	3,997	4,003	4,006
XJd	0,33	0,34	0,34	0,37	0,19	0,40	0,00	0,05	0,05	0,01	0,13	0,18

Tab. 1 (pokračovanie/continuation)

vzorka	VV-33-B	VV-33-B	VV-33-B	VV-33-B	VV-33B	VV-33B	VV-33B	VV-33B	VV-33B	VV-33B	VV-33B	VV-33B	VV-33B	VV33	VV33
typ Cpx	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II
pozícia Cpx	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO_2	54,82	53,72	52,37	54,15	53,38	53,80	53,66	55,24	54,12	54,19	54,12	53,71	54,26	55,02	54,66
TiO_2	0,04	0,08	0,14	0,07	0,09	0,10	0,08	0,07	0,10	0,08	0,09	0,08	0,12	0,10	0,16
Al_2O_3	3,75	4,03	4,89	5,15	4,76	5,08	5,48	4,86	5,73	5,70	6,22	6,85	6,90	7,63	7,32
Cr_2O_3	0,08	0,11	0,08	0,01	0,22	0,02	0,07	0,06	0,08	0,17	0,20	0,32	0,27	0,00	0,05
FeO	5,73	6,72	8,27	6,08	6,72	6,02	6,34	5,56	5,81	6,16	6,27	5,89	5,71	6,46	6,11
MnO	0,02	0,08	0,07	0,01	0,05	0,09	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,02	0,07	0,08	0,04
MgO	13,05	12,69	13,34	12,25	12,21	12,45	11,67	12,43	11,53	11,64	11,14	10,38	10,61	10,19	10,77
CaO	21,64	21,83	19,50	20,71	20,98	21,59	20,23	20,43	20,01	19,93	19,41	18,81	18,58	17,01	17,74
Na_2O	2,14	1,70	1,41	2,43	1,83	1,79	2,16	2,62	2,77	2,69	2,82	3,31	3,22	4,46	3,79
K_2O	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01
Spolu	101,27	100,96	100,08	100,86	100,24	100,93	99,80	101,36	100,23	100,62	100,38	99,40	99,74	100,95	100,65
Si	1,982	1,960	1,930	1,964	1,957	1,953	1,966	1,986	1,970	1,967	1,967	1,967	1,974	1,978	1,970
Al^{IV}	0,018	0,040	0,070	0,036	0,043	0,047	0,034	0,014	0,030	0,033	0,033	0,033	0,026	0,022	0,030
Al^{VI}	0,142	0,133	0,142	0,184	0,162	0,170	0,203	0,191	0,216	0,211	0,234	0,263	0,270	0,301	0,281
Fe^{3+}	0,032	0,029	0,029	0,029	0,000	0,000	0,000	0,002	0,004	0,003	0,000	0,000	0,000	0,039	0,005
Cr	0,002	0,003	0,002	0,000	0,006	0,001	0,002	0,002	0,002	0,005	0,006	0,009	0,008	0,000	0,001
Ti	0,001	0,002	0,004	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002	0,003	0,003	0,004
Fe^{2+}	0,141	0,175	0,225	0,155	0,206	0,183	0,195	0,165	0,173	0,184	0,191	0,181	0,174	0,155	0,179
Mn	0,001	0,003	0,002	0,000	0,001	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001
Mg	0,703	0,690	0,733	0,663	0,667	0,674	0,637	0,666	0,625	0,630	0,604	0,567	0,575	0,546	0,579
Ca	0,838	0,853	0,770	0,805	0,824	0,840	0,794	0,787	0,780	0,775	0,756	0,738	0,724	0,655	0,685
Na	0,150	0,120	0,100	0,171	0,130	0,126	0,154	0,183	0,196	0,189	0,199	0,235	0,227	0,311	0,265
K	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
Spolu	4,010	4,009	4,009	4,009	4,000	3,998	3,990	4,001	4,001	4,001	3,995	3,996	3,985	4,012	4,002
XJd	0,12	0,09	0,07	0,14	0,13	0,12	0,15	0,18	0,19	0,18	0,20	0,24	0,23	0,27	0,25

Zloženie klinopyroxénov sa stanovilo elektrónovou mikrosondou CAMECA SX-100 v Štátnom geologickom ústave D. Štúra v Bratislave. Podmienky merania: 15 kV urýchľujúceho napätia a 20 nA prúd elektrónového lúča, merací čas 20 s a priemer lúča 2–10 µm. Prepočet analýz vrátane výpočtu Fe^{3+} podľa programu AX (Holland and Powell (ftp: //www.esc.cam.ac.uk/pub/minp/AX). Skratky minerálov sú podľa Kretza (1983).

Composition of main mineral phases was determined using microprobe CAMECA SX-100, Dept. of electron microanalysis at State Geological Institute of Dionýz Štúr in Bratislava. Microprobe operated at 15 kV accelerating voltage and 20 nA beam current, counting time 20 s and beam diameter 2–10 µm. Raw counts were corrected using a PAP correction. The program AX by Holland and Powell (ftp: //www.esc.cam.ac.uk/pub/minp/AX) was used for stoichiometric recalculations of the analyses including Fe^{3+} iron estimation. Mineral abbreviations are taken after Kretz (1983).

sa za vzniku symplektitu navzájom prerastajú (Janák et al., 2007; obr. 3/F). Zoisit sa vyskytuje v podobe inklúzií v granáte, kremeň v granáte, v kelyfitoch a v matrixe, rutil a ilmenit v granáte, v amfibolovom matrixe, ako aj v kelyfitoch.

Pri exhumácii bola eklogitová minerálna paragenéza intenzívne reekvilibrovaná v podmienkach amfibolitovej až granulitovej fácie (Hovorka a Méres, 1989; Hovorka a Méres, 1990; Hovorka et al., 1992, 1994, 1997; Janák a Lupták, 1997; Janák et al., 1996, 1997, 2003, 2007). Výsledkom silnej reekvilibrácie pri nižšom tlaku je zachovanie len reliktov pôvodných eklogitov, najmä v centre enkláv, ktoré sú v amfibolitoch. Silne premenené horniny už petrograficky zodpovedajú pyroxénovo-granatickým amfibolitom, granatickým amfibolitom alebo len amfibolitom.

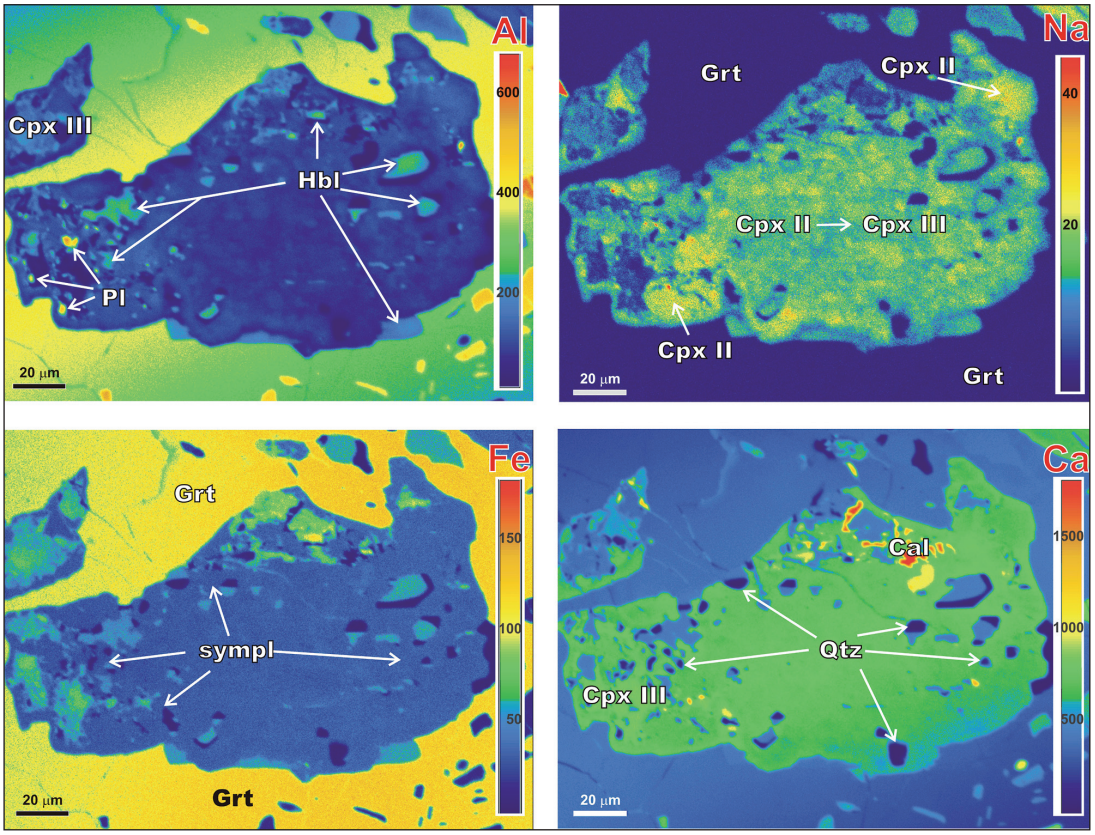
Paragenéza amfibolitovej až granulitovej fácie

Z paragenézy amfibolitovej/granulitovej fácie sa v retrográdnych eklogitoch vyskytujú najmä symplektity (Cpx III + Pl), granát, amfibol, epidot, plagioklas, K živec, biotit, ilmenit, titanit, karbonát, kremeň, chlorit a apatit.

(Cpx III + Pl) symplektity vznikli ako výsledok dekompresie z omfacitu (obr. 2, 3). Keď sa vyskytujú v Grt, často tvoria pseudomorfózy po pôvodných tabuľkových omfacitoch (obr. 2, 3). V neskorších štádiách dekompresie – ešte za nižších pT podmienok – vznikli (Cpx III + Pl + Hbl + Qtz) symplektity (obr. 3, 4). Klinopyroxén III je na jadeit najmenej bohatý (<19 mol.% jadeitu), zložením už zodpovedá diopsidu a ten v Cpx II tvorí symplektitické prerasty so sodným plagioklasom a amfibolom. Poslednú fázu dekompresnej rekryštalizácie omfacitu, ktorá nahrádzala pôvodnú eklogitovú paragenézu pri exhumácii, predstavujú symplektity diopsidu (<5 mol.% jadeitu) s bázickejším plagioklasom a amfibolom v matrixe (obr. 2, 3). Cpx III je často úplne zatláčaný amfibolom.

Granát. Časti granátov (najmä okraje) sa reekvilibrovali pri nižšom tlaku a majú nižší obsah pyropu a grosuláru, a to najmä na styku s amfibolom a plagioklasom.

Amfibol v študovaných metabazitoch zastupujú generácie (pargasit, hornblend, aktinolit). Je to výsledok rekryštalizácie pri exhumácii (Janák et al., 2007). Najstarší Hbl I (hlinitý pargasit, hlinitý feropargasit) býva uzavretý v Grt, Hbl II (pargasit, pargasitický hornblend) sa vyskytuje



Obr. 4. Kvantitatívne rtg. mapy distribúcie Al, Na, Fe a Ca v Cpx z retrográdneho eklogitu veporika (vzorka VV 33 B). Distribúcia vybraných prvkov (najmä Na a Al) dokumentuje nehomogenitu Cpx, rozpad Cpx II a vznik Cpx III. Na okrajoch Cpx II možno pozorovať počiatočné štádium vzniku symplektitu (Cpx III + Pl + Hbl). Zóny v Cpx s najvyšším obsahom Na (Cpx II) obsahujú ~22 hm % jadeitu, so stredným obsahom Na (Cpx III) 5–19 hm % jadeitu a s najnižším obsahom Na zodpovedajú diopsidu (<5 hm % jadeitu). Rtg. mapy sme získali pri týchto meracích podmienkach: urýchľovacie napätie 15 kV, priemer elektrónového lúča 2 μm a merací čas 75 ms v jednom bode, veľkosť originálnej mapy 1024 x 768 bodov.

Fig. 4. Quantitative X-ray maps of Al, Na, Fe and Ca distribution in omphacite, sample VV 33 B. Distribution of selected components (mainly Na and Al) documents inhomogeneity of Cpx, breakdown of Cpx II and development of Cpx III.

v kelyfitoch okolo Grt, Hbl III (hornblend) je prevládajúcim amfibolom v matrixe a najmladší, Hbl IV (aktinolit), sa vyskytuje okolo starších amfibolov v matrixe. Epidot sa vyskytuje v matrixe ako retrográdna fáza s amfibolom. Plagioklas sa vyskytuje ako sekundárny minerál a tvorí sympektity s Cpx III po omfacite a s biotitom po fengite. Je aj v kelyfitoch okolo granátov (obr. 2, 3, 4). Kremeň má podobu drobných zŕn v symplektitoch (obr. 3. 4). K živec sa zistil ako akcesorický v podobe inklúzií v granátoch. Biotit ako retrográdna fáza vznikol ako výsledok rozpadu vysokotlakového fengitu. Ilmenit tvorí lem okolo rutilu a je produktom retrográdnej rekryštalizácie podobne ako titanit, ktorý lemuje ilmenit resp. individuálne zrná v matrixe. Karbonát, chlorit a apatit sú zastúpené ako retrográdne fázy akcesoricky.

Geodynamické aspekty výskytu eklogitov v západokarpatskom kryštaliniku

Výskyt omfacitu v paragenéze s granátom, fengitom a kremeňom umožňuje vypočítať pT podmienky eklogitovej fácie metamorfózy. Na výpočet maximálnej teploty a tlaku treba použiť analýzu omfacitu s najvyšším obsahom jadeitu (Cpx I), granátu s najvyšším obsahom grosuláru a pyropu a fengitu s najvyšším obsahom Si. Janák et al., (2007) stanovili maximálne pT podmienky metamorfózy v eklogitoch severného veporika na základe granátovo-klinopyroxénového geotermometra v kombinácii s geobarometrom využívajúcim rovnovážnu reakciu 3 seladonit + 2 grosulár + pyrop = 6 diopsid + 3 muskovit (Krogh Ravna a Terry, 2004). Vypočítané pT podmienky dosahujúce približne 2,5 GPa a ~700 °C sú jednoznačne v poli stability eklogitovej fácie (obr. 7) a zodpovedajú subdukcii zemskej kôry do hĺbky najmenej 80 km.

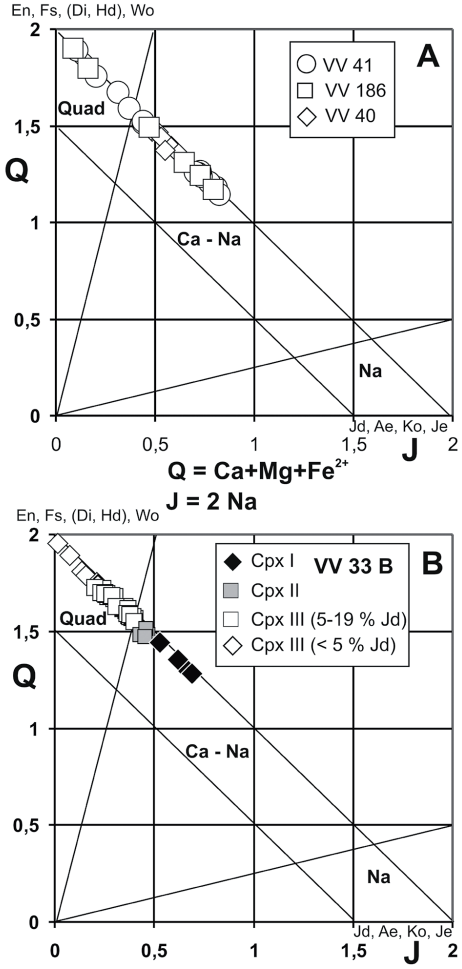
Podmienky retrográdnej rekryštalizácie eklogitov Západných Karpát už v minulosti stanovilo viac autorov (napr. Hovorka et al., 1992a; Janák et al., 1996, 1997; Janák a Lupták, 1997; Faryad et al., 2005; Korikovsky a Hovorka, 2001). Pohybujú sa od ~1,5 GPa a ~730 °C do 0,6–1,0 GPa a 630–700 °C (obr. 7).

Podľa súčasných geochronologických údajov (Janák et al., 2002; Gaab et al., 2005, 2006; Putiš et al., 2001, 2006a, 2007) bol magmatický protolit eklogitov predvariský (kambrium – ordovik). Vek vysokotlakovej metamorfózy eklogitov bol pravdepodobne variský a zrejme súvisela so subdukciou v raných štádiách variského orogénu. Intenzívna rekryštalizácia eklogitov pri nižšom tlaku v podmienkach amfibolitovej až granulitovej fácie mohla byť výsledkom preteplenia, parciálnej anatexie a intrúzie granitoidov v neskoršej fáze variského orogénu (350–340 Ma) a súvisela s kontinentálnou kolíziou.

Diskusia

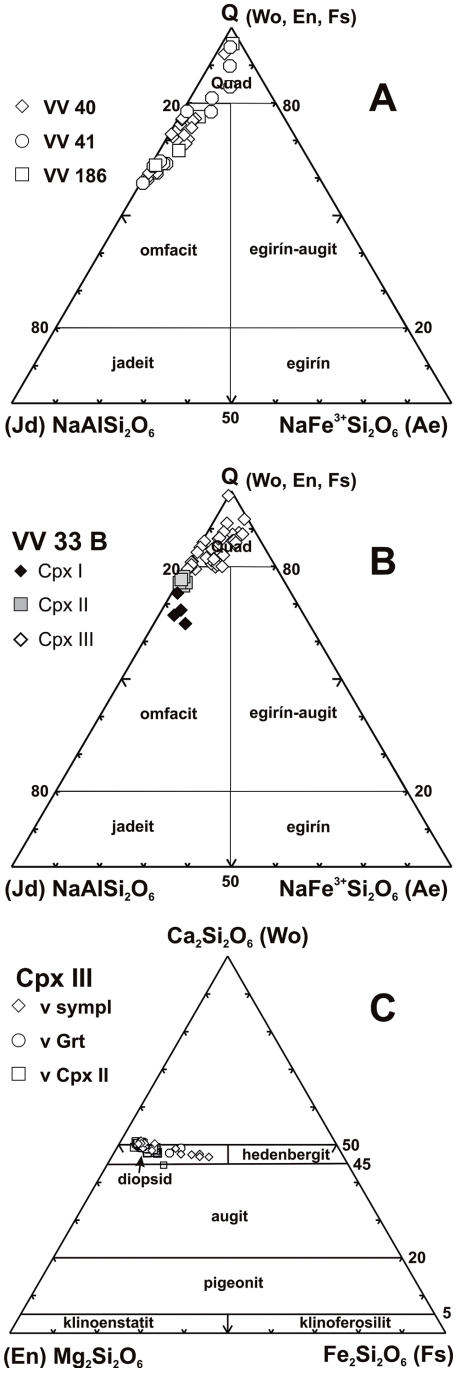
Názory na genézu Grt + Cpx metabazitov v západokarpatskom kryštaliniku možno zhrnúť do dvoch skupín:

1. Jedna skupina autorov (napr. Bezák, 1991, 1994; Radvanec, 1992; Bezák et al., 1993, 1997; Ivanička et al., 1998; Putiš et al., 1997; Vozárová a Faryad, 1997; Korikovsky a Hovorka, 2001) vychádzala zo starších názorov (napr. Kamenický in Maheľ et al., 1967) o vzniku Grt + Cpx metabazitov maximálne v podmienkach amfibolitovej fácie. Zdôvodnil to Korikovsky a Hovorka (2001) na príklade Grt + Cpx malofatranských metabazitov. Podľa týchto autorov symplektity vznikli reakciou Hbl + Czo + Qtz → Cpx + Pl + Grt (okraj) + Ttn + H_2O pri raste teploty a približne konštantnom tlaku (T = 600–699 °C, p = 0,8–0,9 MPa) za podmienok amfibolitovej fácie. Podľa tejto hypotézy Grt + Cpx metabazity pri metamorfnom vývoji nedosiahli eklogitové štádium. Dôležitým argumentom bola najmä absencia omfacitu v dovtedy známych výskytoch Grt + Cpx metabazitov (Korikovsky a Hovorka, 2001).



Obr. 5. Zloženie klinopyroxénov z retrográdnych eklogitov veporika v Q-J diagrame pre pyroxény (Morimoto et al., 1989). A – Rozličné typy klinopyroxénov z rôznych vzoriek retrográdnych eklogitov. B – Rozličné typy klinopyroxénov zo vzorky VV 33 B. Cpx I a Cpx II majú zloženie Ca-Na pyroxénov a zloženie Cpx III tvorí kontinuálny prechod od Ca-Na pyroxénov po vrchol poľa Ca-Mg-Fe pyroxénov (QUAD). Analýzy pyroxénov sú z práce Janáka et al. (2007) a z tab. 1.

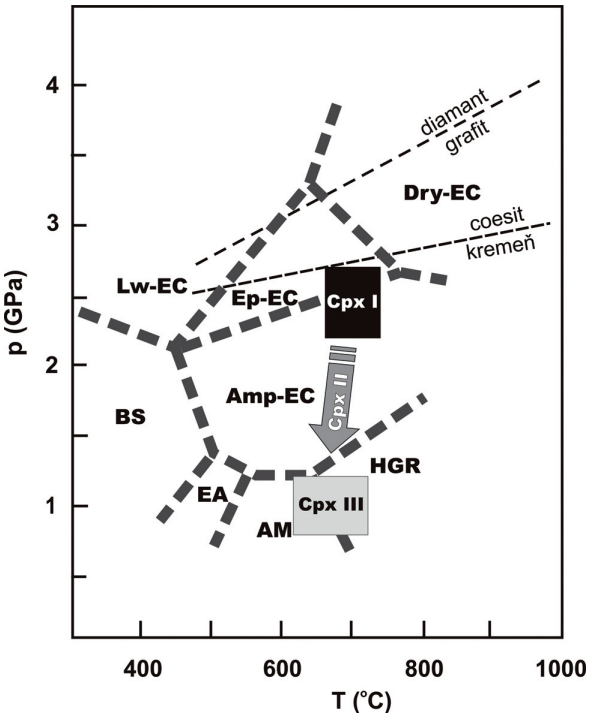
Fig. 5. Composition of clinopyroxenes from retrograded eclogites of the Veporic unit (see Tab. 1 and Janák et al., 2007) plotted in the Q-J diagram (Morimoto et al., 1989). A – clinopyroxenes from several samples. B – clinopyroxenes distinguished in the sample VV 33 B.



Obr. 6. Zloženie klinopyroxénov z retrográdnych eklogitov veporika v klasifikácii pyroxénov IMA (Morimoto et al., 1989). A – Rozličné typy klinopyroxénov z rôznych vzoriek retrográdnych eklogitov. B – Rozličné typy klinopyroxénov zo vzorky VV 33 B. Cpx I a Cpx II majú zloženie omfacitu a zloženie Cpx III tvorí kontinuálny prechod od hranice Ca-Na pyroxénov do poľa Ca-Mg-Fe pyroxénov (QUAD). C – Cpx III z rôznych pozícií (uzavreté v Grt, v Cpx II, súčasť symplektitov) v poli diopsidu v klasifikácii Ca-Mg-Fe klinopyroxénov. Analýzy pyroxénov sú z práce Janáka et al. (2007) a z tab. 1.

Fig. 6. Composition of clinopyroxenes from the retrograded eclogites of the Veporic unit (see Tab. 1 and Janák et al., 2007) according to IMA classification (Morimoto et al., 1989). A – clinopyroxenes from several samples. B – clinopyroxenes distinguished in the sample VV 33 B.

2. Druhá skupina autorov (Hovorka a Méres, 1989, 1990; Hovorka et al., 1992, 1994, 1997; Janák a Lupták, 1997; Janák et al., 1996, 1997, 2002, 2003, 2007; Hurai et al., 2000; Méres et al., 2000; Faryad et al., 2005; Putiš et al., 2006b) pokladala tieto horniny resp. niektoré z nich za retrográdne eklogity. Tento názor podporovali terénne vzťahy, najmä výskyt Grt + Cpx metabazitov vo forme enkláv v horninách LAC-u, ako aj mikroštruktúrne kritériá a geochemické údaje. Relikty eklogitovej asociácie sa zachovali najmä v centre enkláv, čo je typické pre retrográdne postihnuté eklogity. Závažným argumentom bol výskyt symplektitov klinopyroxénu s plagioklasom, ktoré sú charakteristické pre rozpad omfacitu v dôsledku dekompresie. Z geochemických argumentov to bol najmä zásadne odlišný charakter enkláv Grt + Cpx metabazitov v porovnaní s ich okolitými horninami, najmä s leptynitmi a amfibolitmi s. s. (Hovorka et al., 1992, 1994, 1997).



Obr. 7. Schematické znázornenie P-T trajektórie pri dekompresnej reekvilibrácii omfacitu v retrográdnych eklogitoch veporika počas exhumácie. Geotermobarometrické údaje sú z práce Janáka et al. (2007) a metamorfné fácie podľa Okamota a Maruyamu (1999). EA – epidot amfibolitová fácia, BS – fácia modrých bridlíc, AM – amfibolitová fácia, HGR – vysokotlaková granulitová fácia, Amp-EC – amfibolovo-eklogitová fácia, Ep-EC – epidotovo-eklogitová fácia, Lw-EC – lawsonitovo-eklogitová fácia, Dry-EC – suchá eklogitová fácia. Rovnovážna krivka coesit – kremeň podľa termodynamických údajov Hollanda a Powella (1998).

Fig. 7. Schematic illustration of the P-T path during decompression and reequilibration of omphacite in the retrograde eclogites of the Veporic unit during exhumation. Metamorphic facies grid is from Okamoto and Maruyama (1999). EA – epidote amphibolite facies, BS – blueschist facies, AM – amphibolite facies, HGR – high--pressure granulite facies, Amp-EC – amphibole eclogite facies, Ep-EC – epidote eclogite facies, Lw-EC – lawsonite eclogite facies, Dry-EC – dry eclogite facies. The quartz-coesite curve is calculated from thermodynamic data of Holland and Powell (1998).

Nález omfacitu tak definitívne potvrdil názor o výskyte eklogitov v Západných Karpatoch, hoci sa ich doteraz podarilo identifikovať iba v severnom veporiku. Tieto horniny so zachovanou eklogitovou paragenézou je vhodné klasifikovať ako *eklogity* resp. *retrográdne eklogity*. Ak sa omfacit v metabazitoch s granátom a klinopyroxénom doteraz neidentifikoval, ale majú charakteristické prejavy retrográdnej premeny eklogitu, možno ich označiť ako *granaticko-klinopyroxenické metabazity* resp. *posteklogitové amfibolity*.

Záver

Vo veporickej časti Nízkych Tatier sa v západokarpatskom kryštaliniku v Grt + Cpx metabazitoch zistil nový metamorfný minerál – omfacit. Tento minerál má variabilné chemické zloženie a jasné znaky dekompresnej reekvilibrácie v podmienkach amfibolitovej/granulitovej fácie. Primárny omfacit (Cpx I) má najvyšší podiel jadeitu (~40 mol.%), Cpx II (20–30 mol.% jadeitu) a predstavuje omfacit počiatočného štádia dekompresie ešte v podmienkach eklogitovej metamorfózy. Pokračujúca dekompresia viedla k vzniku domén v Cpx II, ktoré tvorí na jadeit menej bohatý Cpx III (5–19 mol.% jadeitu). Poslednú fázu dekompresnej rekryštalizácie omfacitu predstavujú symplektity diopsidu (<5 mol.% jadeitu), plagioklasu a amfibolu v Cpx II a v matrixe metabazitov. Cpx III je často (najmä v matrixe) úplne zatláčaný amfibolom. Výskyt omfacitu v Grt + Cpx metabazitoch dokazuje existenciu eklogitovej fácie metamorfózy v severnom veporiku. Omfacit spolu s granátom, fengitom, kremeňom, zoisitom a rutilom predstavujú paragenézu eklogitovej fácie metamorfózy a sú dôkazom toho, že študované Grt + Cpx metabazity severného veporika boli pôvodne eklogitmi.

Prácu finančne podporila Agentúra na podporu vedy a techniky prostredníctvom APVV-0571-06, APVV-51-046105 a grant VEGA 2/6092/26 a VEGA 1/4035/07.

Literatúra

Bezák, V., 1991: Metamorphic conditions of the Veporic unit in the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 42, 4, 219–222.*

Bezák, V., 1994: Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát na základe rekonštrukcie hercýnskej tektonickej stavby. *Mineralia Slov., 26, 1, 1–6.*

Bezák, V., Sassi, F. P., Spišiak, J. & Vozárová, A., 1993: An outline of the metamorphic events recorded in the Western Carpathians (Slovakia). *Geol. Carpath., 44, 6, 351–364.*

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

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

Biely, A., Beňuška, P., Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Ivanička, J., Kohút, M., Klinec, A., Lukáčik, E., Maglay, J., Miko, O., Pulec, M., Putiš, M. & Vozár, J., 1992: Geological map of the Nízke Tatry Mts. 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Buday, T., Kodym, O., Mahel, M., Máška, M., Matějka, A., Svoboda, J. & Zoubek, V., 1961: Tektonický vývoj Československa. *Praha, ČSAV, 1–253.*

Cambel, B. & Korikovsky, S. P., 1986: Variscijskij retrogradnyj metamorpfizm i alpijskij diaftorez v krystallinikume Zapadnych Karpat. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 3, 335–363.*

Carswell, D. A., 1990. Eclogite facies rocks. *Blackie, Glasgow and London, 1–328.*

Carswell, D. A., O´Brien, P. J., Wilson, R. N. & Zhai, M., 1997: Thermobarometry of phengite-bearing eclogites in the Dabie Mountains of central China. *J. metamorphic Geol., 15, 239–252.*

Dana, E. S., 1892: Dana's system of mineralogy. (6th edition). *Wiley, New York, 1–357.*

Desmons, J. & Smulikowski, W., 2004: A systematic nomenclature for metamorphic rocks: High P/T metamorphic rocks. Recommendation by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version of 1/1/2004.

Eskola, P., 1921: On the eclogites of Norway. *Skr. Vidensk. Selsk. Christiania, Mat.-Naturv., Kl., 1, 8, 1–118.*

Eskola, P., 1921: The mineral facies of rocks. *Norsk Geologisk Tidskrift, 6, 143–194.*

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

Gaab, A. S., Poller, U., Janák, M., Kohút, M. & Todt, W., 2005: Zircon U-Pb geochronology and isotopic characterization of the pre-Mesozoic basement of the Northern Veporic Unit (Central Western Carpathians, Slovakia). *Schweitz. mineral. petrogr. Mitt., 85, 69–88.*

Gaab, A., Janák, M., Poller, U. & Todt, W., 2006: Alpine reworking of Ordovician protoliths in the Western Carpathians: Geochronological and geochemical data on the Muran Gneiss Complex, Slovakia. *Lithos, 87, 261–275.*

Haüy, R. J., 1822: Traité de minéralogie (2d ed.). *Bachelier, Paris 4, 1–604.*

Holland, T. J. B., 1990: Activities of components in omphacite solid solutions. *Contr. Mineral. Petrology, 105, 446–453.*

Holland, T. J. B. & Powell, R., 1998: An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. metamorphic Geol., 16, 309–343.*

Hovorka, D. & Méres, Š., 1989: Relikty vysokostupňových metamorfitov v tatroveporickom kryštaliniku Západných Karpát. *Mineralia Slov., 21, 3, 193–201.*

Hovorka, D. & Méres, Š., 1990: Klinopyroxenicko-granatické metabazity Tribeča. *Mineralia Slov., 22, 5, 533–538.*

Hovorka, D., Méres, Š. & Caňo, F., 1992: Petrológia granaticko-pyroxenických metabazitov Malej Fatry. *Mineralia Slov., 24, 1–2, 45–52.*

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

Hovorka, D. & Méres, Š., 1993: Leptynitovo-amfibolitový komplex Západných Karpát: vystupovanie a litologická náplň. *Mineralia Slov., 25, 1, 1–9.*

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

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

Hurai, V., Janák, M., Ludhová, L., Horn, R. E., Thomas, R. & Majzlan, J., 2000: Nitrogen-bearing fluids, brines and carbonate liquids in Variscan migmatites of the Tatra Mountains-heritage of high pressure metamorphism. *Eur. J. Mineral., 12, 1283–1300.*

Ivan, P., Hovorka, D. & Méres, Š., 1996: Gabbroid rocks: A newly found member of the leptyno-amphibolite complex of the Western Carpathians. *Slov. geol. mag., 3–4, 199–203.*

Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiová, O., Marcin, D., Liščák, P., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J. & Szalaiová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča 1 : 50 000. *Vyd. D. Štúra, GSSR, Bratislava, 247.*

Janák, M., O´Brien, P. J., Hurai, V. & Reutel, C., 1996: Metamorphic evolution and fluid composition of garnet-clinopyroxene amphibolites from the Tatra Mountains, Western Carpathians. *Lithos, 39, 57–79.*

Janák, M. & Lupták, B., 1997: Pressure-temperature conditions of high-grade metamorphism and migmatization in the Malá Fatra crystalline complex, the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 48, 287–302.*

Janák, M., Hovorka, D., Hurai, V., Lupták, B., Méres, Š., Pitoňák, P. & Spišiak, J., 1997: High-pressure relics in the metabasites of the Western Carpathians pre-Alpine basement. *In: P. Grecula, D. Hovorka and M. Putiš (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Geocomplex, a. s., Bratislava, 301–308.*

Janák, M., Finger, F., Plašienka, D., Petrík, I., Humer, B., Méres, Š. & Lupták, B., 2002: Variscan high P-T recrystallization of Ordovician granitoids in the Veporic unit (Nízke Tatry Mountains, Western Carpathians): New petrological and geochronological data. *Geolines, 14, 38–39.*

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

Janák, M., Méres, Š. & Ivan, P., 2007: Petrology and metamorphic P-T conditions of eclogites from northern Veporic Unit (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath., 58, 2, 121–131.*

Kantor, J., Rybár, M. & Klinec, A., 1971: Sulphur isotopes of the metamorphosed pyrrhotite-pyrite deposit of Heľpa, Nízke Tatry Mts., Czechoslovakia. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 22, 261–280.*

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

Korikovsky, S. P. & Hovorka, D., 2001: Two types of garnet--clinopyroxene-plagioclase metabasites in the Malá Fatra Mountains crystalline complex, Western Carpathians: Metamorphic evolution, P-T conditions, symplectitic and kelyphitic textures. *Petrology, 9, 119–141.*

Kretz, R., 1983: Symbols for rock forming minerals. *Amer. Mineralogist, 68, 277–279.*

Krist, E., Korikovsky, S. P., Putiš, M., Janák, M. & Faryad, S. W., 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathian crystalline Complexes. *Comenius University Press, Bratislava. 1–324.*

Lupták, B., Janák, M., Plašienka, D. & Schmidt, S. Th., 2003: Alpine low-grade metamorphism in the Veporic unit, Western Carpathians: Phyllosilicates composition and crystallinity data. *Geol. Carpath., 54, 367–375.*

Mahel, M., Kamenický, J., Fusán, O. & Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl 2. *Západní Karpaty, Sv. 1, Praha, Academia, 1–495.*

Méres, Š., Hovorka, D. & Ivan, P., 1996: Gabroidy v severnom veporiku Nízkych Tatier. *Mineralia Slov., 28, 38–44.*

Méres, Š., Ivan, P. & Hovorka, D., 2000: Granaticko-pyroxenické metabazity a antigoritické serpentinity – dôkaz prítomnosti leptynitovo-amfibolitového komplexu v Branisku. *Mineralia Slov., 32, 5, 479–486.*

Méres, Š., Janák, M. & Ivan, P., 2006: Chemické zloženie spinelov metamafitu z leptyno-amfibolitového komplexu veporika a jeho petrogenetický význam. *In: O. Ďurža and S. Rapant (eds.): Geochémia 2006. Konf., symp., sem., Bratislava, ŠGÚDŠ, 83–86.*

Miko, O., 1981: Mid-Paleozoic volcano-sedimentary Jánov grúň complex in the Veporic crystalline of the Nízke Tatry Mts. (in Russian). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 465–474.*

Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifeit, F. A., & Zussman, J., 1989: Nomenclature of pyroxenes. *Canad. Mineralogist, 27, 143–156.*

Okamoto, K. & Maruyama, S., 1999: The high-pressure synthesis of lawsonite in the MORB + H_2O system. *Amer. Mineralogist, 84, 362–373.*

Ozdín, D. & Uher, P., 2002: Slovenské názvy minerálov. *Bratislava, ŠGÚDŠ, 195.*

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

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

Putiš, M., 1994: South Tatric-Veporic basement geology: Variscan nappe structures: Alpine thick-skinned and extensional tectonics in the Western Carpathians (Eastern Low Tatra Mountains, Northwestern Slovak Ore Mountains). *Mitt. Österr. geol. Gesell., 86, 83–99.*

Putiš, M., Filová, I., Korikovsky, S. P., Kotov, A. B. & Madarás, J., 1997: Layered metaigneous complex of the Veporic basement with features of the Variscan and Alpine thrust tectonics (the Western Carpathians). *In: P. Grecula, D. Hovorka and M. Putiš (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Geocomplex, a. s., Bratislava, 176–196.*

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

Putiš, M., Ondrejka, M., Siman, P., Spišiak, J., Uher, P., Larionov, A. & Paderin, I., 2006a: Prvé údaje o veku magmaticko-metamorfných udalostí fundamentu Západných Karpát z datovania metódou SHRIMP. *In: O. Ďurža and S. Rapant (eds.): Geochémia 2006. Konf., symp., sem., Bratislava, ŠGÚDŠ, 91–93.*

Putiš, M., Demko, R., Kromel, J. & Filová, I., 2006b: Dva vývojové trendy chemizmu a metamorfné podmienky metamagmatitov LAC-u v severnom veporiku. *In: O. Ďurža and S. Rapant (eds.): Geochémia 2006. Konf., symp., sem., Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Putiš, M., Ivan, P., Méres, Š., Siman, P., Kohút, M., Spišiak, J., Uher, P., Ondrejka, M., Demko, R. & Pavelek, Š., 2007: Metamagmatity riftogénnych zón v predalpínskom fundamente Západných Karpát: pozícia, vek, geochémia. *In: O. Ďurža and S. Rapant (eds.): Geochémia 2007. Konf., symp., sem., Bratislava, ŠGÚDŠ, 122–125.*

Radvanec, M., 1992: Pripomienky a odpovede k článku Klinopyroxenicko-granatické metabazity Tribeča. *Mineralia Slov., 24, 1–2, 167–171.*

Ravna, E. J. K., 2000: The garnet-clinopyroxene Fe^{2+}–Mg geothermometer: An updated calibration. *J. metamorph. Geol., 18, 211–219.*

Ravna, E. J. K. & Paquin, J., 2003: Thermobarometric methodologies applicable to eclogites and garnet ultrabasites. *EMU Notes in Mineralogy, 5, 8, 229–259.*

Ravna, E. J. K. & Terry, M. P., 2004: Geothermobarometry of UHP and HP eclogites and schists: An evaluation of equilibria among garnet-clinopyroxene-kyanite-phengite-coesite/quartz. *J. metamorph. Geol., 22, 579–592.*

Robertson, S., 1999: BGS rock classification scheme. Volume 2. Classification of metamorphic rocks. *BGS Research Report, RR 99–02, 1–24.*

Schmid, R., Fettes, D., Harte, B., Davis, E., Desmons, J., Meyer--Marsilius, H. J. & Siivola, J., 2004: A systematic nomenclature for metamorphic rocks. 1. How to name a metamorphic rock. *Recommendation by the IUGS Subcommission on the systematics of metamorphic rocks (SCMR website www.bgs.ac.uk/SCMR).*

Strunz, H., 1970: Mineralogische Tabellen, 5 Auflage. *Akademische Verlagsgesellschaft Geest and Portig K.-G., Leipzig.*

Vrána, S., 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und Foederata-Serie im Mittelteil der Veporiden. *Zbor. Geol. Vied, Západ. Karpaty, 6, 29–84.*

Rukopis doručený 21. 2. 2007
Rukopis akceptovaný 29. 10. 2008
Revidovaná verzia doručená 9. 1. 2009

Omphacite – metamorphic index mineral of the eclogite facies in the crystalline basement of the Western Carpathians

The *eclogite facies* was first defined by Eskola (1921) to be indicative for high pressure metamorphic conditions. The term *eclogite* as a petrographic rock name is restricted to rocks of broadly basaltic composition which lack primary plagioclase and have a predominant assemblage of jadeite--bearing clinopyroxene (omphacite) and garnet (e.g. Carswel 1990). Quartz (coesite), kyanite, orthopyroxene and rutile are the most common other anhydrous minerals in eclogites. The status of hydrous silicates such as glaucophanitic, barroisitic or pargasitic amphibole, phengite, paragonite, phlogopite, talc, zoisite and clinozoisite is more debatable.

High-pressure, true eclogite facies rocks have previously been unknown in the Western Carpathians (WC). The first relics of the high grade metamorphic rocks (Grt + Cpx metabasites = amphibolized eclogites) in the Western Carpathians have been found by Hovorka and Méres (1989). However, microtextures indicating former eclogite facies stage have been observed in the amphibolite facies metabasites in several places of the pre-Mesozoic basement of the Central Western Carpathians, mainly in the core mountains of the Tatric and Veporic units e.g. Tribeč Mts. (Hovorka and Méres, 1990), Malá Fatra Mts. (Hovorka et al., 1992; Janák and Lupták, 1997; Janák et al., 1997), Western Tatra Mts. (Hovorka and Méres, 1993; Janák et al., 1996, 1997), Low Tatra Mts. (Hovorka and Méres, 1993; Janák et al., 1996) and Branisko Mts. (Méres et al., 2000; Faryad et al., 2005). The same type of rocks has been found also in the Gemeric Unit (near Dobšiná town; Ivan, 1994).

In the Grt + Cpx metabasites of the WC the high-pressure stage is indicated by characteristic textures (symplectites, kelyphites and coronas) due to a breakdown of primary omphacite (Figs. 2, 3 and 4). Moreover, in the Western Tatra Mts., high-density nitrogen inclusions similar to those observed in well documented eclogitic terrains have been identified (Janák et al., 1996; Hurai et al., 2000). Although textural evidence for breakdown of eclogite facies minerals in the garnet and clinopyroxene-bearing metabasites is rather compelling, Korikovsky and Hovorka (2001) proposed an alternative model for the origin of these rocks. Based on observations from the Malá Fatra metabasites, Korikovsky and Hovorka (2001) suggested that these garnet and clinopyroxene-bearing rocks reached only the amphibolite facies conditions, never passing through the eclogite facies stability field. Finally, Janák et al. (2003) found omphacite in metabasites of the Veporic unit.

Metabasites with relics of eclogites occur in the northern parts of the Veporic unit (Fig. 1). These rocks represent part of the basement termed the Hron complex (Klinec, 1966), leptyno-amphibolite complex (Hovorka et al., 1992b, 1994, 1997) or layered metaigneous complex (Putiš et al., 1997). The relics of eclogites have been found in the outcrops in the Koleso and Krivuľa valleys north of Heľpa (Fig. 1). Eclogites occur mostly as lenses and boudins within amphibolites; the best-preserved forming the cores of such lenses.

Mineral assemblage of the eclogite facies stage is omphacite, garnet, phengite, rutile, zoisite and quartz. Several types of clinopyroxene based on chemical composition and microtextures can be distinguished. Primary clinopyroxene (Cpx I) – omphacite occurs as inclusions in garnet, but larger omphacite of several tens of microns can also be observed also in matrix (Fig. 3). The composition of omphacite varies between individual samples but also within grains (Figs. 4, 5 and 6, Tab. 1). Several types of clinopyroxene can be distinguished. Primary omphacite (Cpx I) with the highest jadeite content (~40 mol.%) occurs only as inclusions in the garnet (Fig. 3). Omphacite (Cpx II) with lower jadeite content (20–30 mol.%) forms larger (100 μm) grains in the garnet and matrix. Clinopyroxene with low jadeite content (<19 mol.%) occurs as domains (Cpx III) in the omphacite (Fig. 4). The lowest in jadeite content (<5 mol.%) clinopyroxene (Cpx III) forms symplectites with plagioclase, amphibole and quartz. Decrease in jadeite content within the above distinguished clinopyroxenes is related to breakdown of primary omphacite (Figs. 2, 3 and 4). This occurred due to decompression from the eclogite facies conditions and recrystallization at amphibolite to granulite facies conditions (Fig. 7). Minerals related to the post-eclogite, retrograde stage are the amphiboles (pargasite, hornblende, actinolite), plagioclase, epidote, biotite, ilmenite, sphene, chlorite and carbonates. If amphibole inclusions in garnet really belong to the peak-pressure assemblage is equivocal but the majority of amphibole forming the symplectites, kelyphites and matrix post-dates the peak pressure conditions.

Peak metamorphic conditions can be calculated from geothermobarometry on the eclogite facies mineral assemblage garnet + omphacite + phengite. Janák et al. (2007) have estimated the P-T conditions of ~2.5 GPa and 700 °C, using the garnet-clinopyroxene geothermometer of Ravna (2000) and the garnet-omphacite-phengite-quartz geobarometer calibrated by Ravna and Terry (2004). These P-T conditions correspond to subduction of the Veporic eclogites in depth of ~80 km. P-T conditions of the retrograde stage have been estimated in several garnet-clinopyroxene metabasites, from the composition of secondary Cpx, forming symplectites (Hovorka et al., 1992a; Janák et al., 1996, 1997; Janák and Lupták, 1997; Faryad et al., 2005; Korikovsky and Hovorka, 2001). These correspond largely to <1.5 GPa, in the stability of amphibolite/granulite facies (Fig. 7)

Available data from the host rocks of eclogites in the Veporic unit support the Variscan age of eclogite facies metamorphism, their magmatic protoliths could be pre--Variscan, most probably Ordovician (Janák et al., 2002; Putiš et al., 2001; Gaab et al., 2006b). Discovery of omphacite has therefore definitely confirmed the existence of eclogite facies metamorphism in the Western Carpathians. Eclogites are important members of the lower crustal/upper mantle suite within the LAC. Further research may lead to finding of more localities.

Mineralia Slovaca, 40 (2008), 103–112
ISSN 0369-2086

Limitations in drainage area determination by analysis of chemical composition of heavy minerals in stream sediments: Provenance of sediments from the Bílý potok stream, Czech Republic

DAVID BURIÁNEK[1], PAVEL MÜLLER[1], MILOŠ ABRAHÁM[2] and JAROMÍR HANÁK[1]

[1]Czech Geological Survey, Leitnerova 22, 658 59 Brno, Czech Republic;
david.burianek@geology.cz
[2]GEOMIN, Znojemská 78, 58656 Jihlava, Czech Republic

Abstract

Analysis of the chemical composition of heavy minerals such as garnet, amphibole and tourmaline represents a very efficient tool for determination of the source area of clastic sediments. In small and geologically simple river basins containing contrast rocks, this method even allows to quantify to certain degree the share of the individual rock types on the modal composition of clastic sediments. There are, however, substantial limitations for the applications of this method. The chemical composition of heavy minerals present in the sediments of small streams is considerably influenced by the local geological setting of the particular sampling site and it is very often impossible to determine the exact proportion of the material coming from older sedimentary formations.

Key words: heavy minerals, chemical composition, provenance, stream sediments, Czech Republic

Introduction

The modern methods of sedimentary petrology strive to determine the provenance of the studied sediments by the chemical composition of heavy minerals (HMs). The petrologists compare the chemical composition of HMs with that of the minerals present in rocks, which are considered to be a potential source of the sedimentary material (Čopjaková et al., 2005; Li et al., 2005; Sabeen et al., 2002). Several mineral groups can be used for provenance studies, but, so far, amphiboles (Mange-Rajetzky and Oberhansli, 1982), tourmalines (Henry and Guidotti, 1985), and garnets (Morton, 1985) seem to be the best suitable groups for given applications. The contemporary methods allow estimating of the origin of detrital material in the studied samples but some unanswered questions still remain: Can we identify the redeposition of HMs from older sediments? Does the spectrum composition of HMs in the studied sediment really reflect the composition of the geological base in the source area? How distinctively react the composition of HMs fraction in the sediments on the change of geological structure of the stream bed? The only way to find answers to these questions is to test the behaviour of heavy minerals in a well-explored catchment area. We have chosen a small drainage basin of the Bílý potok stream, which is characterized by a relatively uncomplicated geological structure.

Methodology

10-liter samples of unsorted alluvial heavy mineral concentrates were taken on several carefully selected sites down to a depth of 30 to 40 cm from the stream bed. The sampled material was washed in water and sieved on a 2 mm grading screen. The coarse-grained fraction (>2 mm) was visually estimated (volume in %) and discarded. The fine fraction (<2 mm) was carefully rid of mud and clay and cradled until only a grey heavy mineral concentrate remained. The on-site documentation included the sample identification, type of the sampled material, percentual estimate of the coarse fraction volume and that of the clear fine fraction, the grade of mechanical anthropogenic contamination and the sampling date.

The samples were dried in a laboratory and sieved over a 0.15 mm grading screen. The coarser grains (0.15 to 2 mm) were separated into a ferromagnetic fraction (FMF, strongly magnetic minerals), a magnetic fraction (MF, paramagnetic minerals), and a non-magnetic fraction (NF, diamagnetic and non-magnetic minerals) using a permanent magnet. Light minerals in the NF were subsequently removed by a separation in a dense liquid (bromoform, $CHBr_3$, $\rho = 2.89$ g/cm^3) and barite colour tests were performed. All the obtained fractions were weighed on a 0.01 g precision balance.

The basic method of evaluation of heavy mineral concentrates (0.15–2 mm fraction) was a semiquantitative mineralogical analysis. This analysis aimed to determine all the mineral components present in the concentrate and to quantify their content in grams per 1 m^3 of the sampled material. Expressing the concentration of a given mineral and its classification into the appropriate content class is based on the volume of the analysed fraction, the quantity of the grains, the size and the shape of the grains, and the mass of the given component per 1 m^3 of the sample. The identification of the minerals and their quantification are performed using a binocular stereoscopic microscope. Minerals are determined according to their colour, transparency, luster, degree of erosion, residua of crystalline restrictions, secondary alterations, intergrowth with other minerals, hardness, frangibility, cleavage, type of fragmentation after mashing or scratching, etc. Scheelite is identified with an UV lamp. Because the identification of some minerals is very difficult, only the mineralogical groups are identified (garnets, tourmalines, pyroxenes, amphiboles, etc.). Mineralogical analyses of heavy mineral concentrates were performed by our external co-worker from the GEOMIN Group, Mrs. D. Fiřtová. Mineral analyses were carried out using the electron microprobe Cameca SX-100 at the Institute of Geological Sciences, Faculty of Science, Masaryk University in Brno. The measurement conditions were following: wave dispersion mode, 15 kV acceleration voltage, 5 μm diameter of the electron beam, 30 nA current, integration time 20 seconds, operator R. Čopjaková. K_α X-ray lines and standards of augite (Si, Mg), orthoclase (K), jadeite (Na), chromite (Cr), almandine (Al), andradite (Fe, Ca), rhodonite (Mn), TiO (Ti) were used. The crystallochemical formula of tourmalines was calculated to contain 31 anions (from the stoichiometry followed: B = 3, OH + F = 4), that of staurolites contained 46 O and that of garnets 12 O. Amphiboles were evaluated according to the valid classification by Leake et al. (1997) and Fe^{3+} was calculated using the 13eCNK method (Schumacher, 1996). The used mineral abbreviations are according to Kretz (1983). Percentual shares of sediment grains belonging to the areas corresponding to the individual rock types in the studied locality were determined by summing up the points in the given areas of the diagram.

Geological and mineralogical characterization of the source area

The basin of the Bílý potok stream comprises three relevant and lithologically well-defined geological units: sediments of the Bohemian Cretaceous Basin, the Svratka Crystalline Complex and the Polička Crystalline Complex (Fig. 1).

The Svratka Crystalline Complex is represented by a relatively small area by the NE-edge of the studied drainage basin (Buriánek et al., 2006). This area is formed by migmatites and mica schists with garnet and staurolite.

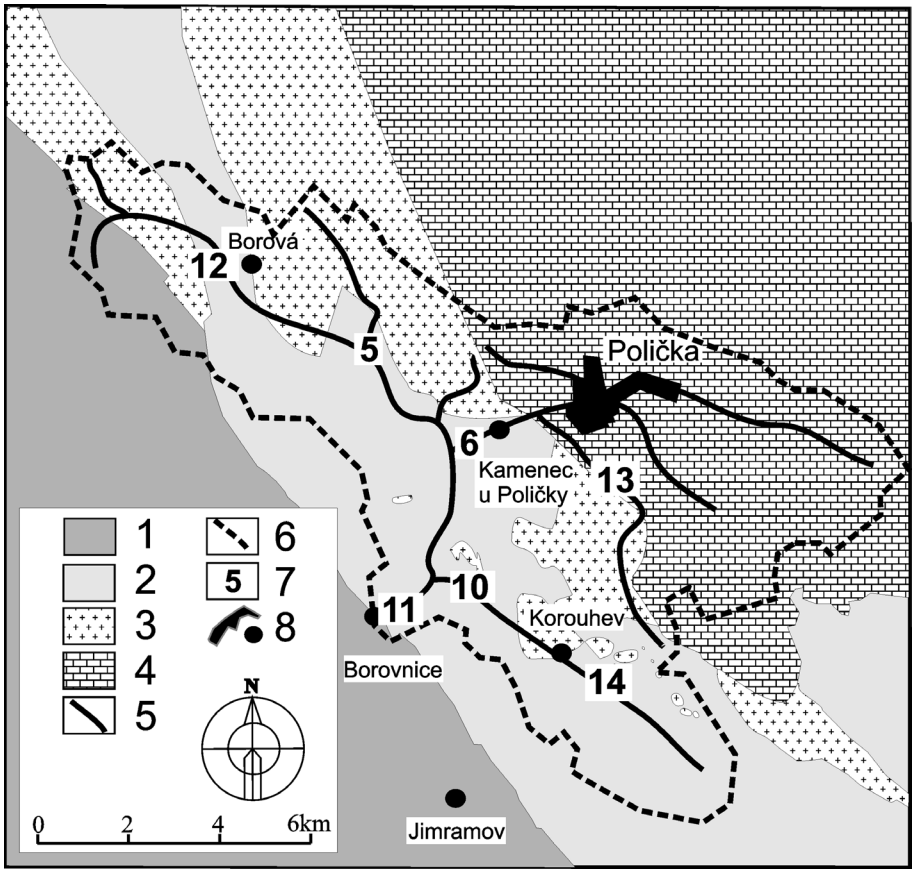


Fig. 1. Distribution of the studied samples and the range of the source area. Sketch of geological units (Buriánek et al., 2006 and Čech et al., 2005). 1 – Svratka Crystalline Complex, 2 – Polička Crystalline Complex, 3 – plutonic rocks of the Polička Crystalline Complex, 4 – sediments of the Czech Cretaceous Basin, 5 – main streams, 6 – source area, 7 – sample, 8 – town or village.

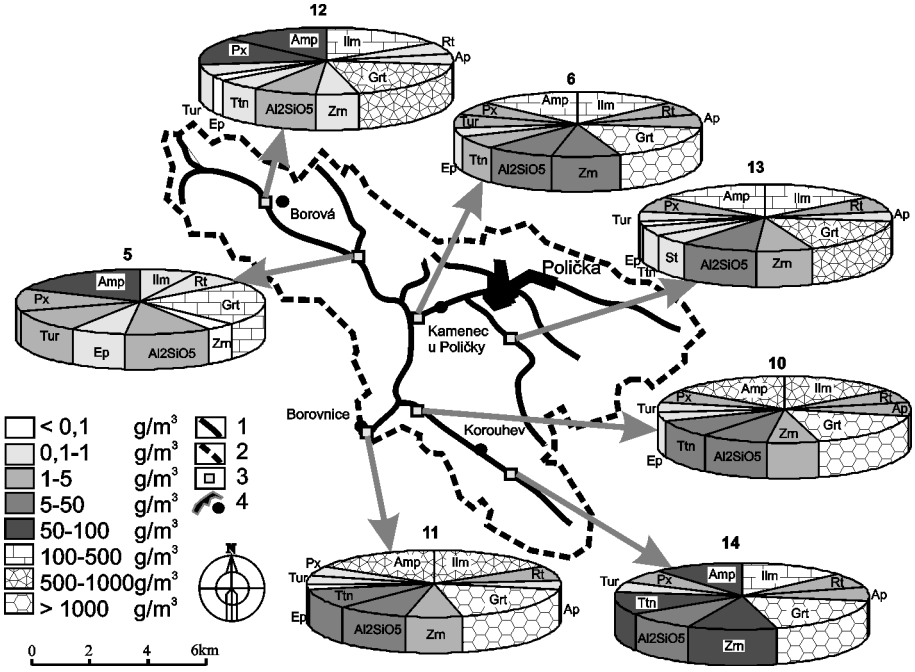


Fig. 2. Distribution of the studied samples and the range of the source area. Doughnut chart showing a proportion of main heavy minerals (without magnetite) in different parts of the studied area (in g per m^3 of sediments). 1 – main streams, 2 – border of source area, 3 – sample, 4 – town or village.

Tab. 1
Volume of minerals in g/m^3 from heavy minerals concentrate in the Bílý potok stream sediments (localization same as in Fig. 1)

Sample	5	6	10	11	12	13	14
Locality	Sádek	Kamenec	Korouhev	Maksičky	Borová	Polička	Korouhev
Y	620794	619066	619501	621223	623377	616108	616588
X	1098925	1101198	1104254	1104697	1096569	1102313	1106755
Cerussite	0	< 0.1	0	< 0.1	0	0	0.1–1
Barite	0	< 0.1	0	0	< 0.1	< 0.1	0.1–1
Pyrite	0	5–50	< 0.1	0	< 0.1	0.1–1	0
Spinel	0	0	0	0	0	0	0.1–1
Ilmenite	0.1–1	100–500	500–1000	500–1000	100–500	100–500	100–500
Rutile + Anatase	0.1–1	1–5	1–5	1–5	0.1–1	1–5	1–5
Limonite	0	0.1–1	0	0	0	0	0
Monazite + Xenotime	0.1–1	0.1–1	0.1–1	0	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Apatite	0	1–5	1–5	0.1–1	0.1–1	0.1–1	1–5
Garnet	100–500	> 1000	> 1000	> 1000	500–1000	500–1000	> 1000
Zircon	< 0.1	5–50	1–5	1–5	0.1–1	1–5	50–100
Al_2SiO_5	1–5	5–50	5–50	5–50	1–5	5–50	5–50
Staurolite	0	0	0	0	0	0.1–1	0
Titanite	0	1–5	5–50	5–50	0.1–1	0.1–1	50–100
Epidote	0.1–1	0.1–1	0.1–1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0
Tourmaline	1–5	1–5	0.1–1	0.1–1	0.1–1	0.1–1	0.1–1
Pyroxene	1–5	1–5	1–5	0.1–1	50–100	1–5	1–5
Amphibole	50–100	100–500	500–1000	500–1000	50–100	100–500	5
Glauconite	0	0	0	0	0	1–5	0
Magenetite (wt.%)	0	5	0	1	0	0	80
FMF	0	0.41	0.23	0.06	0	0	0.33
MF	6.5	96.59	167.2	72.58	21.01	45.21	316.69
NF	0.17	0.66	1.03	0.42	0.1	0.57	1.55
PF	0.19	0.3	0.58	0.67	0.83	2.84	2.82
KTM	11.96	114.44	193.92	89.1	27.03	93.39	339.39

Explanation: FMF = ferromagnetic fraction, MF = paramagnetic minerals, NF = non-magnetic fraction, PF = undersize fraction, KTM = whole heavy minerals concentrate

Tourmaline is typical accessory mineral for this region. It can be found in migmatites, paragneisses and mica schists (it even forms small tourmalinite islets inside mica schists). Tourmaline in the Svratka Crystalline Complex can have quite a wide range of chemical composition (Fe/(Fe + Mg) = 0.24–0.96; Al_{tot} = 6.05–6.77 apfu) and usually corresponds to schorl-dravite or Al-rich schorl--dravite. Garnet is another very abundant mineral, which occurs mainly in mica schists, accompanied by staurolite, kyanite and sometimes sillimanite. Garnets from gneisses, staurolitic mica schists and tourmalinites in the northern part of the Svratka Crystalline Complex are of similar chemical composition ($Alm_{77-88}Sps_{1-13}Prp_{4-13}Grs_{0-12}Adr_{0-2}$). Staurolite and kyanite are the typical minerals of the northern part of the crystalline unit. Porphyroblasts of garnets in staurolitic mica schists very often demonstrate an increasing Mg/Ca ratio towards the edges (Buriánek and Čopjaková, 2008). There are two types of staurolites in the Svratka Crystalline Complex, which have a similar Fe/(Fe + Mg) ratio (0.79–0.88) but a different content of ZnO. Staurolites dispersed in mica schists contain 0.29 to 0.96 wt.% ZnO, whereas staurolites in quartz lentils contain between 3.14 and 3.41 wt.% ZnO. Most of the rocks in the crystalline unit contains the following accessory minerals: apatite, monazite, xenotime, zircon, ilmenite and rutile. One of the common rocks in the area is migmatite, which can locally contain garnet. The chemical composition of this garnet is rather variable ($Alm_{65-88}Sps_{5-23}Prp_{1-10}Grs_{0-12}Adr_{0-4}$).

The major part of the studied stream is carved in the rocks of the Polička Crystalline Complex, which also cover most of the source area of the stream (Buriánek et al., 2006; Čech et al., 2005). This crystalline unit contains a number of rock types but most of them are of a relatively small areal extent. The most plentiful rocks are biotitic to two-mica paragneisses of a varied degree of injection migmatitization with sillimanite, garnet and sometimes tourmaline. Pearl gneisses, amphibolites, marbles, metaconglomerates, qraphitic quartzites, garnetites and calc-silicate rocks are less abundant. These rocks emerge solely in a narrow belt strip along the border with the Svratka Crystalline Complex. Most of the amphiboles embodied in calc-silicate rocks and amphibolites can be classified as magnesiohornblendes. Marbles often contain tremolites. Diopsidic pyroxene commonly occurs in calc-silicate rocks, marbles and some amphibolites. Garnets from calc-silicate rocks are rich in the Grs component. Garnets in gneisses of the Polička Crystalline Complex ($Alm_{58-79}Sps_{1-26}Prp_{8-21}Grs_{0-5}Adr_{0-5}$) exhibit rather high average contents of Prp and Sps and lower contents of Grs in comparison with the garnets in mica schists and gneisses of the Svratka Crystalline Complex. Tourmalines in gneisses are similar in composition to those from the Svratka Crystalline Complex (Fe/(Fe + Mg) = 0.21–0.96; Al_{tot} = 5.57–6.82 apfu) and they can also be classified as schorl-dravites to Al-rich schorl-dravites.

The metamorphosed rocks of Polička Crystalline Complex are intruded by plutonic rocks. Basic and ultrabasic rocks form numerous bodies of a small areal extent (tens to hundreds m in diameter), which are dispersed virtually all over the crystalline complex. Amphiboles in the ultrabasic rocks correspond to tremolite or, rarely, to

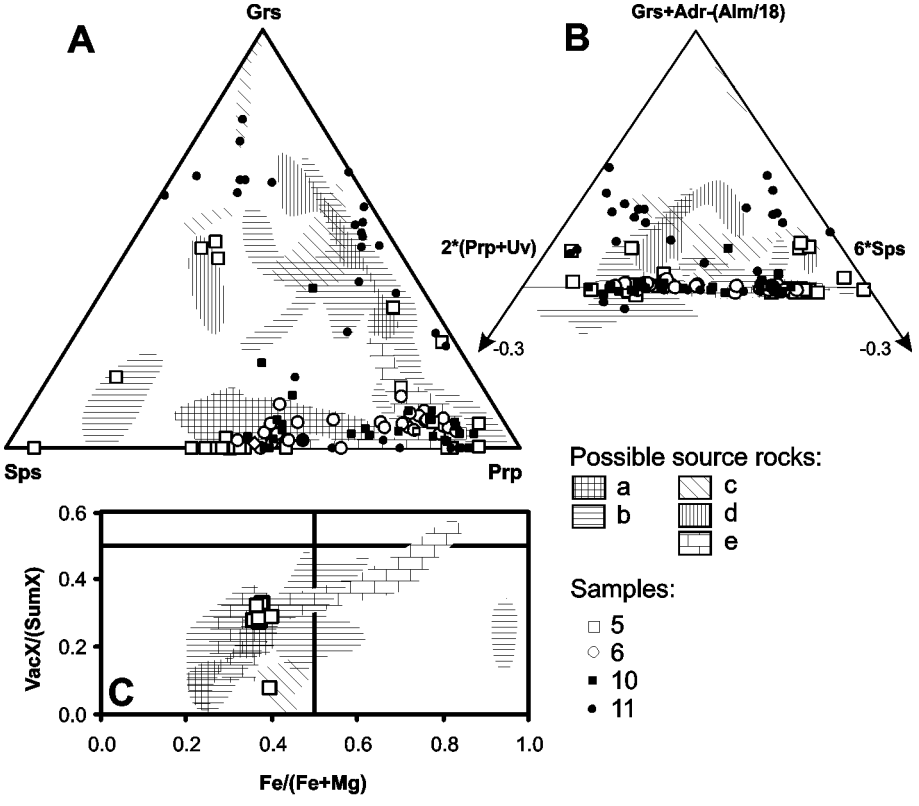


Fig. 3. Plots Sps – Grs – Prp (A), 2*(Prp + Uv) – Grs + Adr-(Alm/18) – 6*Sps (B) for garnets and the plot Fe/(FeO + MgO) – Vac X/(SumX) for tourmaline (C). a – gneisses from the Polička Crystalline Complex, b – mica schists and gneisses from the Svratka Crystalline Complex, c – calc-silicate rocks and garnet--rich rocks from the Polička Crystalline Complex, d – quartz diorite and granodiorite from the Polička Crystalline Complex, e – sediments from Bílá Hora and the Peruc--Korycany Formation (sediments of the Czech Cretaceous Basin). Chemical composition of garnets from the source rocks according to Buriánek et al. (2006), Čech et al. (2005) and Buriánek et al. (in prep.).

magnesiohornblende. Amphibole-pyroxenic to amphibole--biotitic gabbros contain mostly magnesiohornblende with a Mg/(Mg + Fe) ratio ranging from 0.62 to 0.92. Amphibole-biotitic tonalites to granodiorites (sometimes containing pyroxene and garnet) are of a large areal extent in the locality of interest. They contain amphiboles corresponding to magnesiohornblende, tschermakite or actinolite and show slightly lower Mg/(Mg + Fe) ratios than gabbros, i.e. 0.49 to 0.85. Garnets occurring in the igneous rocks demonstrate somewhat higher contents of the Grs component than garnets in gneisses and mica schists ($Alm_{62-80}Sps_{2-15}Prp_{4-14}Grs_{7-16}Adr_{0-4}$). There are also veins and bodies of biotitic to muscovite-biotitic granites, pegmatites and aplites emerging in the locality. The most abundant accessory minerals in the Polička Crystalline Complex are apatite, monazite, xenotime, zircon, ilmenite, rutile and titanite.

Cretaceous sediments contain HMs coming from the surrounding crystalline units (Buriánek et al., in prep.). We have studied samples from the Korycany Formation and from the Bílá Hora Formation, which contain a similar spectrum of HMs. Amphibole and garnet prevail in all samples and minerals typical for amphibolite facies rocks (e.g. staurolite, kyanite and sillimanite) are also always present. In general, the content of the HM fraction corresponds well to the expected spectrum of heavy minerals, which can be derived from the weathered rocks of the Polička and Svratka crystalline complexes. Both samples show a similar range of chemical composition of garnet, tourmaline, staurolite and amphibole. The occurrence, as well as chemical composition of HMs in various stratigraphic horizons by the southern edge of the Vysoké Mýto Syncline, is very constant. We therefore expect the source of the clastic material for these Cenomanian to Lower/Middle Turonian sediments to be rather homogeneous and constant in time. The sedimentary material was transported here from the distances ranging from a few kilometers to several tens of kilometers. Cretaceous sediments can thus be identified only partially in the spectrum of HMs.

Tab. 2
Chemical composition of garnets

Sample	5	5	6	6	10	10	11	11	11	11
SiO_2	37.01	38.29	37.26	36.72	37.19	36.30	36.47	38.66	36.46	37.78
TiO_2	0.02	0.27	0.02	0.02	0.13	0.01	0.10	0.08	0.03	0.11
Al_2O_3	20.50	21.90	21.16	21.10	21.04	20.94	20.51	21.80	20.50	21.25
Cr_2O_3	0.00	0.02	0.06	0.03	0.11	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe_2O_3	1.13	0.82	0.94	1.03	0.97	0.99	1.28	0.89	1.16	1.05
FeO	25.04	25.91	31.45	32.46	33.01	32.24	28.33	23.96	36.18	26.91
MnO	6.27	0.95	1.47	2.68	1.10	5.80	2.62	0.54	1.77	0.53
MgO	1.68	10.07	5.99	4.58	5.79	3.46	0.76	8.66	2.88	4.89
Na_2O	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00
P_2O_5	0.00	0.02	0.00	0.04	0.04	0.07	0.02	0.02	0.04	0.02
Y_2O_3	0.14	0.01	0.00	0.17	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02
CaO	8.26	1.84	1.76	1.57	1.00	0.59	9.91	5.66	1.34	7.92
Total	100.07	100.10	100.12	100.41	100.39	100.40	100.01	100.31	100.37	100.51
Si^{4+}	2.974	2.943	2.952	2.935	2.949	2.932	2.947	2.964	2.954	2.957
P^{5+}	0.000	0.001	0.000	0.003	0.003	0.005	0.001	0.002	0.002	0.001
Ti^{4+}	0.001	0.016	0.001	0.001	0.008	0.000	0.006	0.004	0.002	0.006
T–site	2.976	2.960	2.953	2.939	2.959	2.937	2.954	2.970	2.958	2.965
Al^{3+}	1.942	1.983	1.976	1.988	1.966	1.993	1.953	1.970	1.958	1.961
Cr^{3+}	0.000	0.001	0.004	0.002	0.007	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe^{3+}	0.068	0.048	0.056	0.062	0.058	0.060	0.078	0.052	0.071	0.062
Ti^{4+}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y^{3+}	0.006	0.000	0.000	0.007	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001
B–site	2.017	2.032	2.036	2.059	2.032	2.055	2.031	2.023	2.029	2.024
Fe^{2+}	1.683	1.665	2.083	2.170	2.189	2.178	1.914	1.536	2.452	1.761
Mn^{2+}	0.427	0.062	0.099	0.182	0.074	0.396	0.179	0.035	0.121	0.035
Mg^{2+}	0.201	1.153	0.707	0.545	0.684	0.416	0.091	0.990	0.348	0.571
Ca^{2+}	0.711	0.152	0.149	0.134	0.085	0.051	0.858	0.465	0.116	0.665
Na^{+}	0.001	0.000	0.005	0.004	0.001	0.000	0.005	0.000	0.002	0.001
A–site	3.024	3.032	3.044	3.035	3.032	3.041	3.048	3.026	3.039	3.033
Alm	55	54	68	71	71	71	62	50	80	57
Andr	3	2	3	3	3	2	4	3	4	3
Grs	20	3	2	1	0	0	25	13	0	19
Prp	7	39	24	19	23	14	3	33	12	19
Sps	14	2	3	6	3	14	6	1	4	1
Uv	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Results of the study of the heavy-mineral (HM) fraction

All studied samples have similar contents of the HM fraction (Tab. 1). The locality of the Bílý potok stream was represented by four samples (two samples from the upper stream course and two from the lower course). Sediments of the given catchment area typically contain the following mineral association: garnets + amphiboles + pyroxenes + ilmenite + apatites + tourmalines + Al_2SiO_5 minerals. Monazite in low concentrations is also common.

The HM fraction in the sample No. 14 (stream heavy mineral concentrate from the vicinity of Korouhev) is interestingly and unusually large – the recalculated mass of the HM fraction amounts to 339 g of HMs per 1 m^3 of the sample, the prevalent fraction being the magnetic one. In addition to common minerals, it also contains high concentrations of titanite (class 5) and zircon. Magnetite, spinel, barite and cerrusite are also present.

Garnet prevails in all samples and its abundance increases along the flow direction. In the upper course, the contents range from 100 to 1000 g per 1 m^3 of sediment, whereas in the lower course the contents exceed 1000 g/m^3 (Tab. 1). Amphibole is the second most abundant mineral and its contents follow a similar pattern as those of garnet (i.e. they increase in the direction of the stream flow, see Fig. 2). Concentrations of amphibole range from 50 to 100 g/m^3 in the upper course and from 100 to 1000 g/m^3 in the lower course. Contents of another frequent mineral in the area, ilmenite, grow from 0.1–500 g/m^3 in the upper course to 100–1000 g/m^3 in the lower course. Concentrations of zircon and TiO_2 minerals (rutile, anatase) grow in the same manner, namely from <0.1–1 g/m^3 to 1–50 g/m^3, and the contents of Al_2SiO_5 minerals (kyanite, sillimanite) increase from 1–5 g/m^3 to 5–50 g/m^3. Contrary to all mentioned minerals, the contents of pyroxene decrease from 1–100 g/m^3 in the upper course to 0.1–5 g/m^3 in the lower course. Contents of other present minerals, namely of tourmaline (0.1–5 g/m^3), epidote minerals and phosphates (apatite, monazite, xenotime), are relatively stable.

Chemical composition of the sediment minerals from the Bílý potok stream

The chemical composition was studied in four samples, which were taken in different parts of the watercourse so that the whole source area down to the confluence of the Bílý potok stream with the river Svratka was covered. The predominant mineral in majority of the samples is garnet with prevailing Alm component (Fig. 3), accompanied by higher contents of Prp and Sps components ($Alm_{79-54}Sps_{2-34}Prp_{2-39}Grs_{0-4}Adr_{2-4}$). Less than 10 % of grains contain more than 5 % of the Grs component. Only the sample from the confluence with the Svratka river by Lačnov contains about 60 % of grains having more than 5 % of the Grs component and a variable content of the Prp component ($Alm_{48-75}Sps_{0-18}Prp_{0-34}Grs_{8-28}Adr_{2-5}$). The chemical composition of amphibole is very similar for all studied samples (Tab. 3). Magnesiohornblendes are absolutely prevailing (Fig. 4) and amphiboles corresponding to ferrohornblende, ferroactinolite, tschermakite and ferrotschermakite (Mg/(Mg + Fe) = 0.23–0.94, Si 6.05–7.97 apfu) are very rare (classification according to Leake et al., 1997). Tourmaline was thoroughly studied only in one sample, where it corresponded to aluminium-rich schorl--dravites (Fe/(Mg + Fe) = 0.52–0.57, Al = 6.40–6.57 apfu,

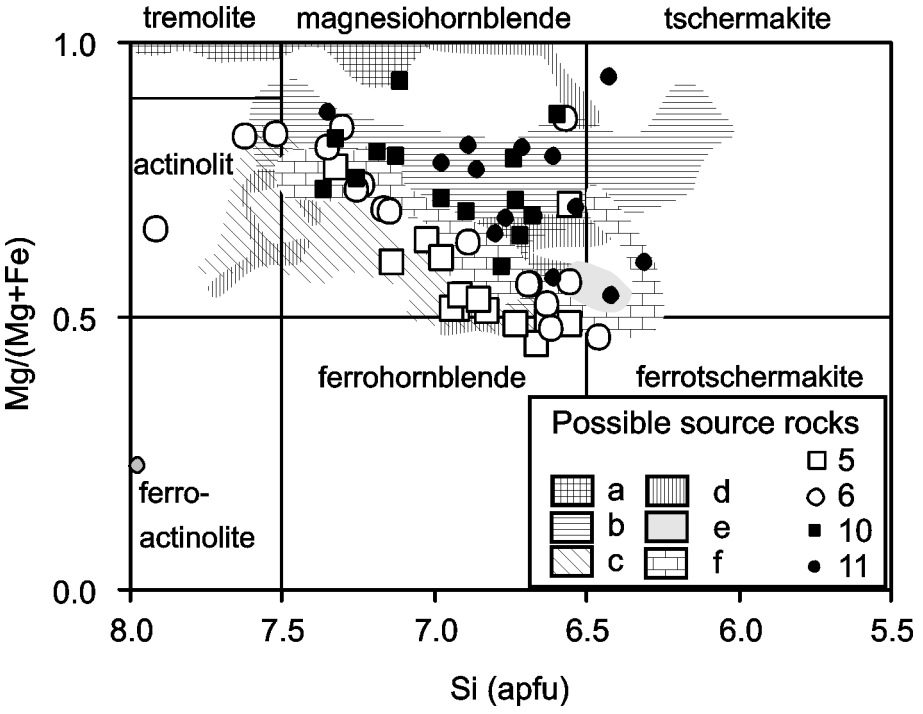


Fig. 4. Classification diagram Si – Mg/(Mg + Fe) (Leake et al., 1997) for the study of amphiboles. a – marbles and ultrabasic rocks from the Polička Crystalline Complex, b – gabbros from the Polička Crystalline Complex, c – tonalites from the Polička Crystalline Complex, d – amphibolites and calc-silicate rocks from the Polička Crystalline Complex, e – amphibolites and calc-silicate rocks from the Svratka Crystalline Complex, f – sediments from Bílá Hora and the Peruc--Korycany Formation (sediments of the Czech Cretaceous Basin). Chemical composition of amphibole from the source rocks according to Buriánek et al. (2006), Čech et al. (2005) and Buriánek et al. (in prep.).

Ca = 0.08–0.15 apfu; Fig. 3). Such chemical composition is typical of metapelites (Henry and Guidotti,1985). Only one grain differed from the others in its chemical composition (Fe/(Mg + Fe) = 0.46, Al = 5.60 apfu, Ca = 0.40 apfu).

Interpretation of chemical composition of selected minerals in the HM sediment fraction

Content of most minerals increases along the stream flow. Based on the comparison of the chemical composition of minerals from the source rocks with that of minerals from sediments, we have estimated the occurrence of heavy minerals from particular rock types in given sediments (since some of the areas in the classification diagrams overlap, the estimation is only approximate).

Stream sediments from upper part of Bílý potok stream (mixture of two sources HM from similar crystalline units)

The first sample from the vicinity of the village of Sádek (sample 5) represents the source area formed from 10 % by the rocks of the Svratka Crystalline Complex and from 90 % by the rocks of the Polička Crystalline Complex.

The contents of heavy minerals in the sediments of this part of the stream (samples 5 and 12) can be slightly variable. Garnet (500–1000 g/m^3) and amphibole (50–100 g/m^3) prevail in both studied samples.

The chemical analysis of the sample 5 revealed that circa 70 % of garnets are derived from the Polička Crystalline Complex and 20 % from the Svratka Crystalline Complex. The source of the remaining 10 % could not be determined. According to the classification diagram (Fig. 3), the vast majority of garnets come from gneisses and mica schists. Only one grain could have been derived from migmatites of the Svratka Crystalline Complex, several other grains come most probably from migmatites of the Polička Crystalline Complex (tonalites and quartz diorites).

The chemical analysis of amphiboles confirmed that more than 90 % of the studied grains can be attributed to the plutonic rocks from the Polička Crystalline Complex (20 % of which are corresponding to amphiboles from gabbros and 80 % to amphiboles from tonalites).

Tourmalines could only be analysed in this sample. Their chemical composition is very homogeneous and similar to that of tourmalines from the Polička Crystalline

Tab. 3
Chemical composition of amphiboles

Sample	5	5	6	6	7	7	8	10	10	11
SiO_2	43.99	48.56	54.06	50.38	48.10	43.00	42.23	44.15	49.97	48.87
TiO_2	0.98	0.61	0.16	0.49	0.62	0.60	0.86	1.31	0.42	0.22
Al_2O_3	9.80	6.90	3.11	6.18	8.63	15.09	11.91	10.84	7.35	8.65
Cr_2O_3	0.04	0.05	0.21	0.22	0.02	0.05	0.00	0.13	0.03	0.02
FeO	18.00	14.34	6.97	9.77	12.46	11.65	16.32	11.65	7.23	6.09
Fe_2O_3	2.51	1.79	1.08	1.52	1.71	4.58	3.05	1.99	4.06	11.39
MgO	8.21	11.94	18.46	15.43	12.59	9.83	8.34	12.52	15.34	12.08
CaO	11.81	12.08	13.01	12.53	11.99	11.04	12.06	12.44	12.33	9.88
MnO	0.79	0.54	0.18	0.32	0.44	0.39	0.39	0.33	0.28	0.17
Na_2O	1.01	0.70	0.29	0.64	0.85	1.25	0.85	1.28	0.60	0.92
K_2O	1.13	0.55	0.15	0.52	0.53	0.29	1.38	1.19	0.30	0.23
Cl	0.05	0.03	0.01	0.02	0.04	0.05	0.15	0.05	0.05	0.01
H_2O*	2.00	2.06	2.14	2.10	2.07	2.06	1.99	2.05	2.12	2.12
O = Cl	-0.01	-0.01	0.00	0.00	-0.01	-0.01	-0.03	-0.01	-0.01	0.00
Total	100.28	100.14	99.82	100.12	100.04	99.87	99.48	99.91	100.06	100.64
T: Si^{4+}	6.659	7.135	7.622	7.232	7.006	6.309	6.421	6.516	7.125	6.977
Al^{3+}	1.341	0.865	0.378	0.768	0.994	1.691	1.579	1.484	0.875	1.023
C: Al^{3+}	0.407	0.330	0.138	0.278	0.488	0.919	0.554	0.401	0.359	0.432
Ti^{4+}	0.111	0.067	0.016	0.053	0.067	0.066	0.098	0.145	0.045	0.024
Fe^{3+}	0.285	0.198	0.115	0.164	0.188	0.505	0.349	0.221	0.436	1.224
Cr^{3+}	0.004	0.006	0.024	0.025	0.003	0.005	0.000	0.015	0.003	0.002
Mg^{2+}	1.853	2.615	3.880	3.302	2.733	2.150	1.890	2.754	3.261	2.571
Fe^{2+}	2.278	1.762	0.822	1.172	1.518	1.354	2.075	1.438	0.862	0.727
Mn^{2+}	0.061	0.021	0.006	0.005	0.003	0.000	0.033	0.026	0.034	0.020
B: Mg^{2+}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe^{2+}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.076	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn^{2+}	0.040	0.046	0.016	0.034	0.051	0.048	0.016	0.015	0.000	0.000
Ca^{2+}	1.914	1.901	1.965	1.927	1.870	1.736	1.965	1.968	1.884	1.511
Na^{+}	0.046	0.053	0.018	0.039	0.079	0.140	0.019	0.017	0.116	0.254
A: Na^{+}	0.250	0.146	0.059	0.139	0.160	0.214	0.230	0.349	0.050	0.000
K^{+}	0.218	0.103	0.028	0.094	0.099	0.055	0.268	0.223	0.054	0.042
Cl^{-}	0.014	0.006	0.003	0.004	0.010	0.013	0.037	0.014	0.013	0.001
Sum	15.482	15.255	15.090	15.237	15.270	15.282	15.536	15.586	15.116	14.808

Complex, which is, however, overlapping with the field of tourmalines from mica schists of the Svratka Crystalline Complex. Nevertheless, the homogeneous composition of these tourmalines indicates that they most probably come from the Polička Crystalline Complex. One grain most probably comes from calc-silicate rocks of the Polička Crystalline Complex. This sample shows a good overall consistency with the expected petrographic composition in the source area.

Stream sediments from left affluent of the Bílý potok – predominantly Janský potok (Cretaceous sediments as the main sources of HM)

The second sample was taken from a left affluent of the Bílý potok stream in the vicinity of Kamenec u Poličky (sample 6). This tributary drains an area formed predominantly by Cretaceous sediments.

The content of heavy minerals in the sediments of this affluent (sample 6 and 13) can be highly variable, but amphibole (100–500 g/m^3), garnet (500 – greater than 1000 g/m^3) and ilmenite (100–500 g/m^3) prevail in both studied samples. Concentrations of pyroxene and tourmaline are relatively stable (0.1–5 g/m^3).

The relative proportion of individual minerals in stream sediments which originated by weathering of Cretaceous rocks is very similar to that of sediments originated by weathering of the rocks in the crystalline complex. The sample from the locality Kamenec u Poličky represents a source area, which is formed from Cretaceous rocks and from the rocks of the Polička Crystalline Complex. There are two maxima in the chemical composition of garnet. The first corresponds to gneisses of the Polička Crystalline Complex (35 %) and the second to Cretaceous sediments (60 %). The origin of a small amount of grains (5 %) could not be determined. 80 % of amphibole grains can be attributed to gabbros and 15 % to tonalites of the Polička Crystalline Complex. Again, the origin of 5 % of grains could not be determined. This is in good agreement with the fact that one of the affluxes (Janský potok) drains an area, the subsoil of which is formed by a large body of gabbros. The proportion of minerals from the Cretaceous sediments could not be determined unequivocally because the chemical composition of Cretaceous amphiboles coincides to a large extent with that of gabbros and tonalites from the Polička Crystalline Complex. The maximum proportion of this material did not exceed 60 %. We can again observe quite a good congruence between the occurrence of a given group of rocks in the source area and the presence of heavy minerals, which are most probably derived from these rocks, in the stream sediment.

Stream sediments from Korouhevský potok stream (Polička Crystalline Complex as the main sources of HM)

For the HM-studies, two samples 10 and 14 were taken in the drainage area of the Korouhevský potok stream, which is entirely situated within the Polička Crystalline Complex. The compositions of the heavy-mineral associates are in good agreement with the petrographic composition of the source area.

There was an unusually high content of magnetite (80 wt.%) in the sample from the locality of Korouhev (sample 14). This is very likely related to the presence of ultrabasic rocks, which are situated near the sampling site (magnetite is an abundant mineral in these rocks). This anomaly is no longer present in the second sample 10 from the same drainage area, which indicates that the local geological anomalies can substantially influence the spectrum of the present heavy minerals. The prevailing minerals in the spectrum of HMs in this drainage area are garnet and amphibole (50 – greater than 1000 g/m^3), somewhat lower contents of ilmenite and zircon fluctuate between 1 and 1000 g/m^3. Higher contents of amphibole and ilmenite are accompanied by a decrease in the content of titanite and zircon. Contents of tourmaline and pyroxene almost unchanged. These changes are probably related to a higher sediment input from gabbros and tonalites and a lower input from amphibolites and gneisses.

The interpretation of the chemical composition of the sample 10 from the drainage area of the Korouhevský potok stream is not so unambiguous. Only 40 % of garnets correspond to the garnets from gneisses of the Polička Crystalline Complex. The rest of the grains could either not be attributed to any source or they correspond to garnets from Cretaceous sediments (around 50 %), however, there are no Cretaceous sediments in the drainage area of this stream. This peculiarity could perhaps be explained by a presence of residues remaining after the weathering of Cretaceous sediments, which could have been preserved in the bowls on the crystalline bedrock. Neither can we exclude a possible redeposition of the material from old stream sediments. Nevertheless, there is not enough evidence for any of these two theories for the time being.

The chemical composition of amphiboles in sediments nicely reflects the geological situation in the drainage area. Most of the grains have a composition corresponding to that of amphiboles from gabbros of the Polička Crystalline Complex; some grains could have come from ultrabasic rocks, amphibolites and calc-silicate rocks of the same crystalline unit.

Stream sediments from locality near the confluence of the Bílý potok stream and the Svratka river (mixture of various sources of HM)

The fourth sample was taken near the confluence of the Bílý potok stream and the Svratka river at the village of Lačnov, situated on the border of the Svratka and the Polička Crystalline Complex.

The studied HMs could have come from all three aforementioned source areas. The proportion of rocks from the Svratka Crystalline Complex is negligible and it can thus be stated that about 30 % of the drainage area is formed by Cretaceous sediments and about 70 % by the Polička Crystalline Complex.

A closer look at the chemical composition of garnet reveals that there is no direct proportionality between the occurrence of the rocks in the drainage area and the presence of accessory minerals of these rocks in the studied sediment. Unlike the previous samples, this sample contained no material typical for the gneisses of the Polička Crystalline Complex. Most of the grains do not correspond to any of the reference groups (high contents of Grs component). Part of these grains could have come from the Cretaceous sediments. The rest could be derived from various types of calc-silicate rocks, garnetites (Buriánek and Otava, 2007) and quartz diorites of the Polička Crystalline Complex, which have not yet been studied sufficiently. Similar rocks are plentiful only in a narrow belt along the border to the Svratka Crystalline Complex. If this is really the case, the sediments of the Bílý potok stream would preferentially reflect the local geological changes. The Bílý potok stream carves into similar rocks exactly in the section between Lačnov and Sádek. The composition of amphiboles is close to that of amphiboles from the basic rocks of the Polička Crystalline Complex.

Discussion

Supposing the relatively simple geological structure of the rock base, we can determine the extent of the source area based on the chemical composition of HMs. To a certain degree, we can even quantify the volume of the individual rock types, from which the sediments were derived. This is, however, only a rough estimate, which depends on many factors (modal proportion of the studied mineral in the individual source rocks, the intensity and the type of weathering processes, etc.).

If the drainage area gets larger and the geological structure of the rock base gets more complex, the determination of the source rocks becomes also much more complicated. The main problem is usually posed by a high overlap of the chemical composition of minerals coming from different geological units. Another complicating factor can be the presence of rocks with a high content of one of the studied HMs, which are of a small areal extent (e.g. garnetites; Buriánek and Otava, 2007). Such garnets can occur locally in high concentrations, even though there is no corresponding mother rock described in the source area (because it forms only a minuscule body, which can easily be overlooked).

Conclusions

The studied drainage area is formed mainly by volcano-sedimentary rock complex metamorphosed under amphibolite facies and basic to acidic plutonic rocks. Considering the geochemical and mineralogical situation, the studied area includes a variety of rock types, which participate on the formation of clasts of sedimentary rocks. Owing to the similar degree of metamorphism of both main units (the Svratka and the Polička Crystalline Complex), the chemical composition of rock forming minerals from these units overlap in the classification diagrams. There are, nonetheless, rocks containing minerals with a chemical composition specific for only one of the units. Some grains do not correspond to any of the reference groups and could have come from the rests of the older sediments (e.g. Cretaceous sediments).

In the case of small drainage areas with a simple geological structure, the chemical composition of garnet reflects very well the relative proportion of rock types in the given area. For example we are able well define contribution from metasediments, plutonic rocks and calc-silicate rocks. If the drainage area gets bigger and/or if it contains a number of similar geological units, the determination of the source becomes highly problematic. There are often minerals in the HM spectrum, the composition of which does not correspond to any rock type known in the source area. The main reason is probably in the fact that there are often small relicts of older weathered rocks and sediments on the crystalline bedrock (e.g. river terraces), that can contain exotic material.

Another reason can be the presence of small rock bodies, which have not yet been discovered in the area, but which contain high amounts of the studied HM (e.g. garnetites). We very often cannot determine the exact proportion of the material from older sedimentary formations. This is also given by the fact that the source area of the older sediments was similar to that of the studied sediments.

The chemical composition of HMs in the studied locality reveals a substantial impact of the local geological structure. The change of geological structure influences the composition of garnet already within a few first kilometers of the stream. The combination of chemical analyses of garnet, amphibole and tourmaline proved to be a very efficient tool for the determination of the source areas of clastic sediments.

Acknowledgements. The authors acknowledge M. Novák for a critical review of the manuscript. The work was carried out with a financial support of the GACR205/06/1431 grant project (Model of Mass Balance of Heavy Metals and Radiogenic Elements in the Area of Small River Basins around the Vír Reservoir).

References

Buriánek, D., Břízová, E., Čech, S., Čurda, J., Fürych, V., Hanžl, P., Kirchner, K., Lysenko, V., Roštínský, P., Rýda, K., Skácelová, D., Skácelová, Z., Verner, K. & Vít, J., 2006: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000 24–112 Jedlová. Výzkumná zpráva. *Manuskript – archív MS MŽP, ČGS, 89.*

Buriánek, D. & Otava, J., 2007: Tři geneticky rozdílné typy granátovců z hlinské zóny a poličského krystalinika. *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., LXXXXII, 143–150.*

Buriánek, D. & Čopjaková, R., 2008: Turmalíny ze svorů svrateckého krystalinika. *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 92.*

Buriánek, D., Čech, S., Abrahám, M. & Müller, P. (in prep.): Chemical composition of heavy minerals as indicators of source areas for Cretaceous sediments in the south margin of Vysoké Mýto syncline (SE margin of Czech Cretaceous Basin).

Čech, S., Břízová, E., Buriánek, D., Čurda, J., Fürych, V, Kirchner, K., Lysenko, V., Mrnková, J., Roštínský, P., Rýda, K., Skácelová, Z. & Vít, J., 2005: Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000. List 14–334 Polička. Výzkumná zpráva. *Manuskript – archív Česká geologická služba Praha.*

Čopjaková, R., Sulovský, P. & Paterson, B. A., 2005: Major and trace elements in pyrope-almandine garnets as sediment provenance indicators of the Lower Carboniferous Culm sediments, Drahany Uplands, Bohemian Massif. *Lithos, 82, 1–2, 51–70.*

Henry, D. J. & Guidotti, C. V., 1985: Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: An example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Amer. Mineralogist, 70, 1–15.*

Kretz, R., 1983: Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Mineralogist, 68, 277–279.*

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Youzhi, G., 1997: Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *Amer. Mineralogist, 82, 9–10, 1019–1037.*

Li, R., Wan, Y., Cheng, Z., Zhou, J., Li, S., Jin, F., Meng, Q., Li, Z. & Jiang, M., 2005: Provenance of Jurassic sediments in the Hefei Basin, east-central China and the contribution of high--pressure and ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Dabie Shan. *Earth planet. Sci. Lett., 231, 3–4, 279–294.*

Mange-Rajetzky, M. A. & Oberhansli, R., 1982: Detrital lawsonite and blue sodic amphibole in the Molasse of Savoy, France and their significance in assessing Alpine evaluation. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 62, 415–436.*

Morton, A. C., 1985: Heavy minerals in provenance studies. *In: G. G. Zuffa (ed): Provenance of arenites, D. Reidel, Dordrecht, 249–277.*

Sabeen, H. M., Ramanujam, N. & Morton, A. C., 2002: The provenance of garnet: Constraints provided by studies of coastal sediments from southern India. *Sed. Geol., 152, 3–4, 279–287.*

Schumacher, J., 1996: The estimation of the proportion of ferric iron in the electron-microprobe analysis of amphiboles. *Canad. Mineralogist, 34, 238–246.*

Rukopis doručený 6. 10. 2008
Rukopis akceptovaný 29. 10. 2008
Revidovaná verzia doručená 4. 11. 2008

Mineralia Slovaca, 40 (2008), 113–120
ISSN 0369-2086

Grafitizácia uhlíkatých látok pri metamorfóze západokarpatských hornín

JÁN DERCO[1], ZOLTÁN NÉMETH[2] a JÁN DERCO ml.[3]

[1, 2]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, [1]odd. aplikovanej technológie nerastných surovín, Jesenského 8, 040 01 Košice
[3]Fakulta baníctva, ekológie, riadenia a geotechnológií Technickej univerzity Košice, Boženy Němcovej 32, 040 01 Košice

Graphitization of carbon matter during metamorphism of Western Carpathians rocks

The crystallinity of graphite indicates the metamorphic grade in the wide range of temperatures with the advantage that successive lower-temperature metamorphic processes did not change already obtained crystal structure of graphite. It allows determining of the highest temperature of graphite crystallization also in the case with polymetamorphic phase relations.

The temperatures of graphite crystallization were investigated and compared with known petrological data in the case of high temperature graphitic quartzite from the crystalline basement of Veporicum (localities Muráň and Kokava nad Rimavicou-Hrabina; Veporské vrchy Mts.), the medium-temperature (upper part of greenschists facies to amphibolite facies) cataclased micaschist to paragneiss from the crystalline basement of Tatricum (Čavoj-Gápeľ and Brezno-Kozlovo, Nízke Tatry Mts.) and low-temperature (greenschists facies) graphitic phyllite from localities Pezinok-Sirková and Trojárová (Tatricum; Malé Karpaty Mts.), as well as locality Rudňany-Zlatník (Gemericum, the Spiš-Gemer Ore Mts.).

The research based on X-ray diffraction analysis observed structural parameters and crystallinity of graphite, being determined by the measured ratio coefficient of intensities of the crystal planes in X-ray diffraction record d = 0.1158 nm to d = 0.1232 nm. This method was well complemented by finding of their thermic stability using DTA-TGA and loss by ignition at temperatures characteristic for metamorphic grades.

Key words: graphite, metamorphic grade, X-ray diffraction analysis, DTA-TGA

Úvod

Častou súčasťou sedimentov je organická substancia. Pri metamorfných procesoch citlivejšie reaguje na zmeny teploty než iné anorganické minerály, a preto je dobrým indikátorom zmeny teplotných podmienok metamorfózy.

Pri prográdnej metamorfóze sa s rastom teploty aromatizuje organická hmota pri súčasnej strate prchavých zložiek. Z pôvodnej amorfnej hmoty (fázy) vznikajú kryštality a spočiatku ich tvoria subparalelne usporiadané planárne štruktúry. Veľkosť kryštalitov s rastúcou teplotou rastie a zároveň sa znižuje vzdialenosť medzi nimi. Subparalélne plochy sa stávajú bazálnou rovinou 002 grafitu s medzirovinnou vzdialenosťou d = 0,335 nm. Znižovanie medzirovinnej vzdialenosti (d) a rast kryštalitov (L) sa dá využiť pri určovaní rozhrania medzi sedimentmi a metamorfitmi, a hlavne na indikáciu teploty metamorfnej rekryštalizácie. Podmienkou použitia grafitu ako indikátora teploty metamorfózy je teda primárna prítomnosť uhlíka v hornine.

Lokalizácia vzoriek a výsledky skoršej termometrie

Stupeň kryštalizácie grafitu sme skúmali na vzorkách vysokoteplotne, strednoteplotne a nízkoteplotne metamorfných hornín, t. j. hornín amfibolitovej fácie a fácie zelených bridlíc. Získanú maximálnu teplotu kryštalizácie grafitu sme v prípade jednotlivých vzoriek porovnávali s publikovanými termometrickými údajmi z regiónov a litotektonických jednotiek, z ktorých vzorky pochádzali.

Vysokoteplotnú metamorfózu reprezentovali vzorky grafitických kvarcitov odobrané z lokality Muráň (MT) a Kokava nad Rimavicou–Hrabina (KR; obr. 1). Vzorka z katastrálneho územia Muráňa (MT) sa odobrala 5 km na JZ od obce v okolí kóty 978 m a z lokality Kokava nad Rimavicou–Hrabina (KR) v priestore Hrabiny 2,5 km na SZ od Kokavy nad Rimavicou neďaleko magnezitového ložiska. Vzorky boli z kontaktu variských hybridných granitoidov a migmatitov s horninami spodnopaleozoického komplexu biotiticko-granatických rúl veporika. Teplotnú charakteristiku metamorfózy kohútskej zóny veporika, z ktorej pochádzali vzorky, ktoré sme skúmali, už skôr skúmal Vrána (1964, 1980), Méres a Hovorka (1991), Kováčik (1993, 1996), Korikovskij et al. (1989) a Vozárová (1990). Prehľad teplotných charakteristík viacštadiálneho metamorfného procesu v skúmanej oblasti prehľadne podáva aj monografia Krista et al. (1992) a sumarizuje ich Bezák (in Petro, 1998) – 650–700 °C pri hercýnskom vývoji s vysokostupňovými podmienkami (lokálna migmatitizácia) a maximálne 400 °C pri alpínskom procese (tektonizácia, mylonitové zóny). Vznikom magnetitovo-grafitovej mineralizácie pri Kokave nad Rimavicou sa novšie zaoberal Radvanec (2000; 400–600 °C) a diskutoval o ňom Kováčik (2000) a Dyda (2000).

Strednoteplotnú (mezozonálnu) metamorfózu reprezentujú vzorky z lokality Čavoj-Gápeľ (VČS) a Brezno-Kozlovo (BK; tatrikum; obr. 1). Vzorka z Čavoja-Gápľa bola z vrtu VČS–1 a reprezentuje kataklázovaný svor až pararulu. Vzorka z Brezna-Kozlova bola odobraná z Kozlova 250 m na SV od železničnej trate Rohozná – Bujakovo v kameňolome. Reprezentuje mylonitizovaný kvarcitický svor kontaktne postihnutý intrúziou biotických granodioritov až granitov a hybridných granitoidov až migmatitov. Skorší výskum izotopického zloženia grafitov (Molák et al., 1989) indikoval ich organický pôvod a to, že horniny neprekročili stredný stupeň metamorfózy (l. c.). Paragenéza metamorfovaných minerálov biotit + plagioklas ± muskovit indikovala pomerne široký teplotný rozsah metamorfného procesu (Klinec et al. in Biely et al., 1997). Na základe zachovania sedimentárnych textúr, nízkej bazicity plagioklasov (oligoklas) a stupňa kryštalinity organickej hmoty autori (l. c.) predpokladajú najvyšší stupeň premeny na rozhraní biotitovej zóny fácie zelených bridlíc a spodnej časti amfibolitovej fácie (450–550 °C).

Nízkoteplotnú (epizonálnu) metamorfózu z tatrika zastupujú vzorky odobrané z Malých Karpát – zo štôlne Sirková a Trojárová z oblasti Pezinka (C a PVC), ako aj z gemerika z lokality Rudňany-Zlatník (ZL; obr. 1). Vzorky reprezentujú grafitické fylity.

Vzorky z Malých Karpát sú z tzv. produktívnych (mineralizovaných) zón a reprezentujú spodnú časť vulkanicko-sedimentárnej formácie B v rámci perneckej sekvencie (Putiš et al., 2004). Pri skoršom termoanalytickom štúdiu čiernych bridlíc týchto produktívnych zón (Andráš a Horváth, 1985) sa za pomoci DTA zistilo, že je pre ne typický intenzívny exotermický vrchol uhlíkatej hmoty pri teplote 540–560 °C. Geotermometrická analýza fázových vzťahov týchto kryštalických bridlíc viacerých autorov potvrdila teplotný rozsah metamorfných reakcií 350–600 °C (Cambel et al., 1990). Podľa Kleinartovej (1975), ktorá študovala organickú hmotu bridlíc kryštalinika Malých Karpát, išlo o uhoľnú substanciu blízku antracitu (95 %) s prímesou bitúmenov (4–5 %) a humínov (0–1 %).

Lokalizácia grafitickej bridlice z lokality Rudňany-Zlatník je Jama Zlatník – 10. horizont, smerná chodba, podložie kalcitovej žily. Kalcitová žila sa vyvinula v tektonickom kontakte v nadloží čiernych bridlíc a v podloží rulovo-amfibolitového komplexu. Metamorfóza paleozoických hornín gemerika sa všeobecne považuje za nízku, neprekračujúcu 400–460 °C (Faryad, 1991). Rulovo-amfibolitový komplex sa intenzívne petrologicky skúmal v posledných dvoch dekádach 20. storočia (Dianiška a Grecula, 1979; Hovorka a Spišiak, 1981; Spišiak a Hovorka, 1985; Faryad, 1986). V poslednom období sa zistilo, že metamorfóza v amfibolitovej fácii v rudnianskom rudnom rajóne, v ktorom je aj kalcitová žila, miestami viedla až k lokálnemu taveniu so vznikom biotitového granitu (Radvanec, 1994).

Metodika výskumu

Vzorky boli podrvené v čeľusťovom drviči a potom pomleté vo valcovom mlyne na frakciu pod 0,020 mm. Grafit sa separoval postupným chemickým rozpúšťaním minerálov horniny. Pre koincidenciu reflexu d = 0,335 nm grafitu a kremeňa bolo nevyhnutné dokonale odstrániť kremeň ako bežný minerál horniny. Menšie množstvo akcesorických a často zastúpených minerálov pyritu, rutilu, zirkónu, turmalínu a pod. nezniţovalo použiteľnosť metodiky.

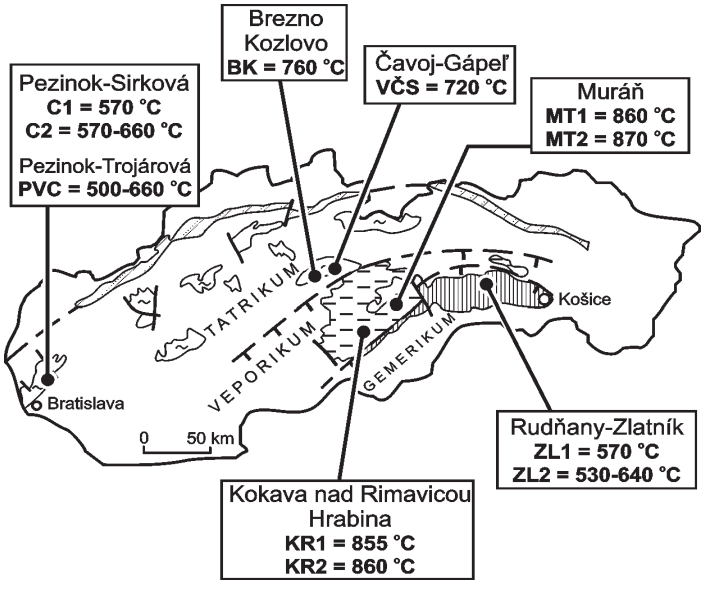
Chemickú separáciu grafitu tvoria nasledujúce operácie:

– odstránenie karbonátov v zriedenej HCl (1 : 2) zohriatej na 80 °C počas 60 minút

– odstránenie silikátov a kremeňa v zmesi 6M kyseliny chlorovodíkovej a koncentrovanej kyseliny fluorovodíkovej (1 : 3) pri laboratórnej teplote

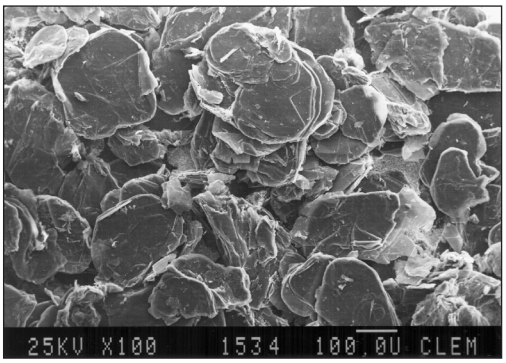
– odstránenie sekundárnych fluoridov 6M kyselinou chlorovodíkovou alebo 0,1 M chloridom hlinitým počas šiestich hodín

Medzi jednotlivými postupmi bolo niekoľkonásobné premývanie destilovanou vodou teplou 70 °C. Získaný vysokokvalitný koncentrát grafitu sa skúmal rtg. difrakčnou



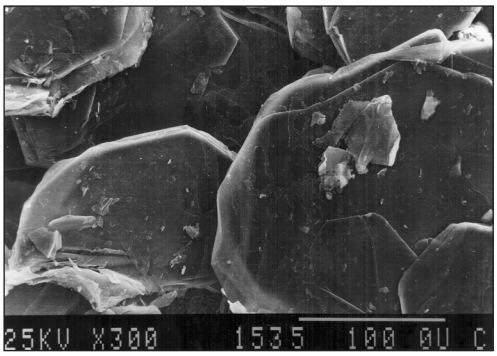
Obr. 1. Lokalizácia skúmaných vzoriek s vyjadrením maximálnej zistenej teploty kryštalizácie grafitu.

Fig. 1. Sampling sites with maximum registered temperatures of graphite crystallization.



Obr. 2. Celkový pohľad na monokryštály grafitu. Lokalita Muráň, vzorka MT-1. Transmisný elektrónový mikroskop.

Fig. 2. General view on graphite monocrystals. Locality Muráň, sample MT-1. TEM.



Obr. 3. Detail morfológie kryštálu grafitu. Lokalita Muráň, vzorka MT-1. Transmisný elektrónový mikroskop.

Fig. 3. Detail of the graphite crystal morphology. Locality Muráň, sample MT-1. TEM.

a termickou analýzou (DTA–VTA). Rtg. difrakčná analýza využíva zmenu usporiadania grafitovej štruktúry. Landis (1971), Grew (1974) a Bľuman et al. (1974) používali hodnoty medzirovinnej štruktúrnej vzdialenosti $d_{(002)}$ = 0,335–0,336 nm na zisťovanie teploty rekryštalizácie organickej hmoty a na zaradenie skúmaných hornín do metamorfných fácií. Na možnosť využívať hexagonálnu modifikáciu ako termometer upozornil Šengelia et al. (1977), ktorí experimentálne röntgenograficky aj termograficky preštudovali správanie prírodného grafitu z metamorfných hornín v teplotnom intervale 300–850 °C a konštatovali, že sa zvyšovaním teploty zákonite zmenšuje mriežkový parameter „c“ grafitu v rozsahu od 0,6742 do 0,6684 nm. Bľuman et al. (1974) zistili, že v polymetamorfovaných horninách aj po nasledujúcej retrográdnej metamorfóze zostáva štruktúrny stav grafitu nadobudnutý pri prográdnej metamorfóze. Zásadným bolo zistenie Landisa (1971), že stupeň grafitizácie uhlíkatých látok závisí iba od teploty metamorfózy a že tlak má iba podradnú úlohu. Podobne Bľuman et al. (1974) potvrdili, že tlak 200–600 MPa nemá vplyv na štruktúrnu zmenu grafitu. Metodiku určovania základných štruktúrnych vlastností grafitu opísala Volkova (1990) a využila nasledujúce parametre: $d_{(002)}$ – medzirovinná štruktúrna vzdialenosť, veľkosť kryštalitov v smere osi c (L_c) a osi a (L_a), P – podiel chaoticky orientovaných vrstiev v kryštalitoch, M – stredná hodnota grafitu v kryštalitoch. Tá istá autorka (l. c.) vyčlenila tri typy uhlíkatej hmoty:

– prvý, s d_{002} = 0,3354–0,3376 nm, P = 0–0,5, M ≥ 100, je grafit

– druhý, s d_{002} = 0,3376–0,344 nm, P = 0,5–1,0, M = 15–30, je uhlíkatá látka s príznakmi počiatočnej grafitizácie

– tretí, s d_{002} ≥ 0,344 nm, P = 1, M = 5–10, je uhoľná hmota

Výskumom našich vzoriek sme zistili, že stupeň grafitizácie zodpovedá pomeru intenzít uvedených reflexov d_{112} = 0,1158 k d_{110} = 0,1232 nm. I_{112}/I_{110} reprezentuje stupeň grafitizácie a zároveň pravdepodobne aj teplotný stupeň metamorfózy. Termická analýza (DTA–VTA) dobre dopĺňa výsledky rtg. difrakčných analýz indikáciou stupňa a teploty grafitizácie uhlíkatej hmoty. Táto metóda sa dá dobre použiť pri koexistencii dvoch kryštalických modifikácií prejavujúcich sa bimodalitou kriviek DTA–VTA. DTA–VTA metóda je výhodná pre fáciu albitovo-epidotických amfibolitov, pri ktorej sa indikuje hranica zmeny kryptokryštalického grafitu na kryštalický. Rtg. difrakčnou analýzou sa identifikuje iba vyššia kryštalická forma grafitu, t. j. grafit s vyššou kryštalinitou.

Mineralogická charakteristika vzoriek grafitu

Separáciou sme získali koncentráty grafitu s čistotou 97–99 %. Koncentráty sa podrobili rtg. difrakčnej a termickej analýze (DTA–VTA), ako aj pozorovaniu v transmisnom elektrónovom mikroskope. Doplnkovou metódou bolo žíhanie grafitu do 500, 500–700 a 700–1000 °C v peci.

Grafit vysokoteplotného stupňa metamorfózy (lok. Muráň a Kokava nad Rimavicou-Hrabina) má monokryštalický idiomorfný tvar (obr. 2 a 3). Monokryštály sú veľké 0,02–0,63 mm, priemerne 0,09–0,13 mm. Rtg. difrakčnou analýzou grafitu sme zistili kryštálovú štruktúru blízku dokonalej teoretickej. Rtg. difraktogramy majú maximálne množstvo jestvujúcich reflexov podľa rtg. štandardu JCPDS`74. Základný reflex d_{002} = 0,3354 nm je ostrý a symetrický a intenzita ďalšieho reflexu d = 0,168 nm I = 47. Veľkosť základných parametrov kryštalitov je L_c = 35,5–36,0 nm a L_a = 12,2–14,7 nm (v zmysle Volkovej, 1990). Stupeň trojrozmerného usporiadania zodpovedajúci stupňu grafitizácie je 1,54–1,66. Vzorky teda obsahovali vysokokryštalický grafit (tab. 1). Termická analýza grafitu (DTA) sa vyznačovala exotermou s počiatkom pri 615, vrcholom pri 860–870 a ukončením exotermického vrcholu pri 970 °C (tab. 2). Laboratórnym sledovaním klasickej straty žíhaním grafitu do 500 °C bola pomerná strata hmotnosti 0 %, pri 500–700 °C 33–41 % a pri 700–1000 °C 59–67 % (tab. 3).

Grafit strednoteplotného stupňa metamorfózy (lokalita Čavoj-Gapeľ a Brezno-Kozlovo) má monokryštály hypidiomorfného až xenomorfného tvaru. Monokryštály sú hrubšie, tvoria skôr súbor šupinatých agregátov (obr. 4), veľké 0,009–0,020 mm, priemerne okolo 0,01 mm. Rtg. difrakčnou analýzou sa zistila kryštálová štruktúra grafitu s hlavným reflexom d_{002} = 0,336 nm. Intenzita ďalšieho ostrého a symetrického reflexu d = 0,168 nm bola I = 5–15, čo indikovalo dobrú kryštalinitu grafitu. Veľkosť základných parametrov kryštalitov L_c je 34,0–36,3 nm, L_a 8,5–11,8 nm a stupeň trojrozmerného usporiadania približne 1,05. Vzorka Brezno-Kozlovo (BK)

Tab. 1
Základné štruktúrne parametre grafitu stanovené rtg. difrakčnou analýzou
Principal structural parameters of graphite determined by X-ray diffraction analysis

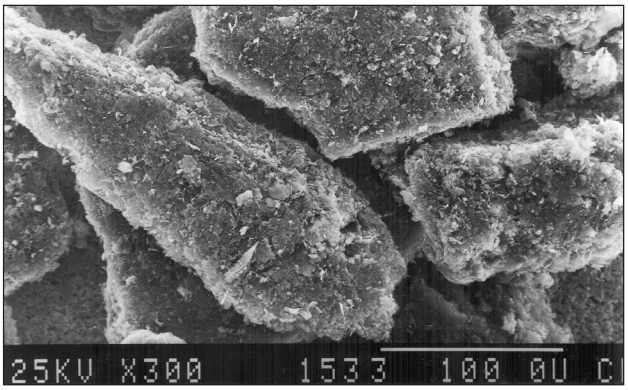
Stupeň metamorfózy	Označ. vzorky	Základné štruktúrne parametre – Principal structural parameters				
Metamorph. grade	Sample design.	$d_{(002)}$ (nm)	$I_{(004)}$	L_c (nm)	L_a (nm)	$I_{(112)}/I_{(110)}$
vysokoteplotný	MT	0,3354	53	36	12,2	1,66
high-temperature	KR	0,3354	47	35,5	14,7	1,54
strednoteplotný	BK	0,336	15	36,3	8,5	1,57
medium-temperature	VČS	0,336	10	34	11,8	1,05
nízkoteplotný	C	0,34	0	0	0	0
low-temperature	ZL	0,34	0	0	0	0

Tab. 2
Termická stabilita grafitu stanovená pomocou DTA–VTA (derivatograf)
Thermic stability of graphite determined by DTA–TGA (derivatograph)

Stupeň metamor.	Označ. vzorky	Exotermic. reakcia grafitu – Graphite exothermic react. (°C)				Strata hmot. – Ignition loss
Metamorph. grade	Sample design.	Začiatok exotermickej reakcie	Maximum1 exotermickej reakcie	Maximum2 exotermickej reakcie	Ukončenie exotermickej reakcie	(%)
vysokoteplotný	MT1	615	–	860	970	78
high-temperature	MT2	625	–	870	970	99
	KR1	615	–	855	970	90
	KR2	620	–	860	970	99
strednoteplotný	BK	570	–	760	970	90
medium-temper.	VČS	510	–	720	860	97
nízkoteplotný	C1	430	570	–	610	55
low-temperature	C2	470	570	660	750	73
	ZL1	430	570	–	680	87
	ZL2	470	530	640	730	87

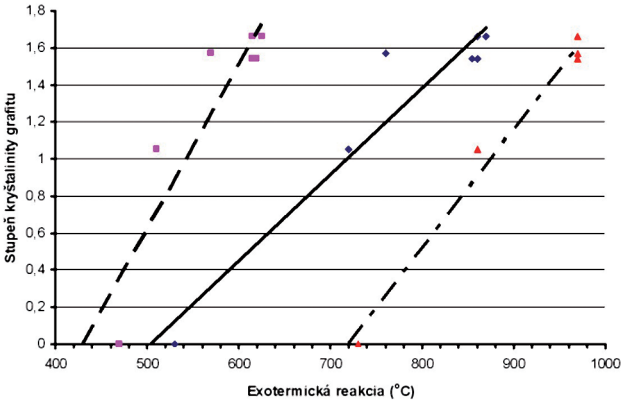
Tab. 3
Termická stabilita grafitu stanovená stratou žíhaním grafitu (s výdržou 1 hod.)
Thermic stability of graphite determined using the loss by ignition (1 hour duration)

Stupeň metamorfózy	Označ. vzorky	Pomerové vyhorievanie grafitu – Ratio of graphite ignition (v %)		
Metamorphic grade	Sample designation	<500 °C	500–700 °C	700–1000 °C
vysokoteplotný	MT1	–	33	67
high-temperature	MT2	–	40	60
	KR1	–	37	63
	KR2	–	41	59
strednoteplotný	VČS1	9	86	5
medium-temperature	VČS2	17	83	–
	VČS3	11	84	5
nízkoteplotný	C1	30	70	–
low-temperature	C2	40	60	–
	PVC1	27	73	–
	PVC2	38	62	–
	ZL1	33	67	–
	ZL2	43	57	–



Obr. 4. Detail monokryštálov grafitu. Lokalita Čavoj-Gápeľ, vzorka VČS. Transmisný elektrónový mikroskop.

Fig. 4. Detail of graphite monocrystals. Locality Čavoj-Gápeľ, sample VČS. TEM.



Obr. 5. Vzťah stupňa kryštalinity grafitu a vrcholu exotermickej reakcie (plná čiara). Čiarkovaná čiara indikuje začiatok a bodkočiarkovaná ukončenie exotermickej reakcie.

Fig. 5. Determination of graphite crystallinity and the peak values of exothermic reaction (solid line). Dashed line indicates the beginning and dash-and-dot line the termination of exothermic reaction.

má stupeň usporiadania 1,57 (tab. 1). Termická analýza grafitu (DTA–VTA) sa vyznačuje exotermou s počiatkom pri 505–510, vrcholom pri 720 a ukončením exotermickej analýzy pri 860 °C. Vzorka BK má počiatok exotermickej reakcie pri 570, vrchol pri 760 a koniec pri 970 °C. Pri vzorkách BK a VČS (Brezno-Kozlovo a Čavoj-Gápeľ) je počiatok a vrchol exotermickej reakcie veľmi blízky. Značne je posunutý koniec exotermickej reakcie na 970 °C, čo pravdepodobne poukazuje na nasledujúci naložený vysokoteplotný metamorfný proces (tab. 2). Sledovaním klasickej straty žíhaním grafitu do 500 °C je pomerová strata hmotnosti 9–17 %, pri 500–700 °C 83–86 % a pri 700–1000 °C 5 % (tab. 3).

Kryštály grafitu nízkoteplotného stupňa metamorfózy (vzorka C1 a C2 z Malých Karpát a ZL1 a ZL2 zo Spišsko-gemerského rudohoria) majú submikroskopické rozmery. Grafit vystupuje prevažne ako agregát mikrokryštalitov veľkých pod 0,003 mm. Rtg. difrakčná analýza grafitu: reflex d_{002} = 0,34 nm je širší, difúzny a má relatívne nižšiu intenzitu. Ostatné reflexy sa nezaznamenali. Chýba aj reflex d_{110} a d_{112}. Poukazuje to na neusporiadaný charakter grafitu. Stupeň trojrozmerného usporiadania (grafitizácie) je 0 (tab. 1). Termická analýza grafitu sa vyznačuje exotermickou reakciou so začiatkom pri 430–470, vrcholom pri 560–640 a ukončením pri 710–730 °C (tab. 2). Sledovaním klasickej straty žíhaním grafitu do 500 °C je pomerová strata žíhaním 27–40 %, pri 500–700 60–73 % a pri 700–1000 °C 0 % (tab. 3). V tomto nízkoteplotnom stupni metamorfózy sa bežne vyskytujú dva vrcholy exotermickej reakcie, a to pri 520–570 a 640–680 °C. Bimodalita vrcholov exotermických reakcií poukazuje na teplotný interval, pri ktorom nastáva počiatočná premena kryptokryštalického grafitu na nízkokryštalický. Strednokryštalický grafit má vrchol exotermy pri 720 a vysokokryštalický pri 860 °C.

Záver

Základnou metódou určovania stupňa kryštalizácie grafitu bola rtg. difrakčná analýza založená na určovaní stupňa trojrozmerného usporiadania štruktúry grafitu, t. j. stupňa kryštalinity. Využívala sa aj schopnosť grafitového termometra meniť mriežkový parameter „c“ v závislosti od dosiahnutej teploty. Ďalšou použitou metódou bola termická analýza (DTA–VTA) grafitu, ktorá dopĺňala výsledky rtg. difrakčnej analýzy pri koexistencii dvoch kryštalických modifikácií grafitu. Rtg. difrakčná analýza zaznamenáva len vyššiu kryštalickú modifikáciu. Pri určovaní stupňa premeny uhlíkatej hmoty v systéme sediment – anchimetamorfóza – nízkoteplotná metamorfóza je DTA–VTA podstatnou metódou, kde je rtg. difrakčná analýza nepoužiteľná. Preto pri riešení sledovanej problematiky odporúčame používať kombináciu týchto metód.

Na možnosť využívať grafit ako grafitový termometer na základe zmeny mriežkového parametra „c“ v závislosti od teploty vzniku poukázal Šengelia et al. (1977, 1978). Podrobným štúdiom grafitu v rámci úlohy ŠGÚDŠ *Grafity Slovenska* sme zistili aj ďalšie osobitosti v štruktúre grafitu, a to pomerovej intenzity reflexu d = 0,1232 nm a d = 0,1158 nm a kontrolovali sa aj zmenou termickej stability grafitu a neusporiadanej uhlíkatej hmoty (DTA).

Výhodou metodiky, ktorú sme použili, je, že retrográdny metamorfný proces nasledujúci po prográdnej vetve metamorfnej rekryštalizácie už nemení nadobudnutú kryštalickú formu grafitu z prográdnej vetvy, a preto touto metodikou možno zistiť najvyššiu teplotu, ktorú grafit počas metamorfnej dráhy prekonal. Túto konštatáciu potvrdili výsledky rtg. a DTA analýz v prípade všetkých vzoriek, ktoré sme skúmali.

Koreláciou získaných výsledkov so skôr definovanými teplotnými stupňami regionálnej (orogénnej) metamorfózy sme predložili metodiku na určovanie stupňa kryštalinity grafitu stanovenej rtg. difrakčnou a DTA analýzou (obr. 5). Vysokoteplotné metamorfity majú stupeň kryštalinity grafitu od 0,90 do 1,66–1,70 a strednoteplotné 0,0X–0,90. Epizonálne metamorfované horniny už neobsahujú grafit, ale uhlíkatú hmotu maximálne v počiatočnom štádiu rekryštalizácie na grafit.

Výsledky výskumu grafitu použitou metodikou indikujú pri vysokoteplotných metamorfovaných horninách veporika z lokality Muráň (MT1 a MT2; obr. 1) a Kokava nad Rimavicou-Hrabina (KR1 a KR2) počiatok kryštalizácie grafitu pri 615–625 °C s teplotným vrcholom pri 855–

870 °C. Táto metodika indikovala vyššiu vrcholovú teplotu vzniku grafitu, ako bola doteraz známa teplota variskej metamorfózy v kohútskej zóne veporika (650–700 °C).

Pri strednoteplotných (mezozonálne) metamorfovaných horninách tatrika z lokality Čavoj-Gápeľ (VČS) a Brezno--Kozlovo (BK) je počiatočná teplota kryštalizácie grafitu 510–570 °C s teplotným vrcholom 720–760 °C. Takéto teplotné parametre, dokladajúce teplotu metamorfózy vyše 700 °C, sa inými geotermobarometrickými metódami nezistili.

Grafitické bridlice z produktívnej zóny Malých Karpát odobraté zo štôlne Sirková pri Pezinku (C1 a C2) potvrdili počiatok prográdneho termického procesu pri 430–470 a dosiahnutie najvyšších hodnôt pri 570–660 °C. Pri ďalších vzorkách zo štôlne Pezinok-Trojárová (PVC1 a PVC2) sa pomocou straty žíhaním zistila teplota 500–700 °C. Získané údaje čiastočne prekračujú teplotu zistenú pri skoršom termoanalytickom výskume čiernych bridlíc (540–560 °C).

Vzorky zo severogemerickej zóny (Spišsko-gemerské rudohorie; Rudňany-Zlatník, ZL1 a ZL2) majú počiatočnú teplotu kryštalizácie grafitu 430–470 °C a vrchol premeny pri 530–640 °C. Aj toto zistenie indikuje vyššiu termalitu variskej metamorfózy v gemeriku.

Poďakovanie. Za mnohé podnetné návrhy na skvalitnenie rukopisu ďakujeme oponentom prof. RNDr. Mariánovi Putišovi, DrSc., doc. RNDr. Marianovi Dydovi, CSc., a Ing. Marianovi Košuthovi, PhD.

Literatúra

Andráš, P. & Horváth, I., 1985: Thermoanalytical study of the metamorphism grade in Malé Karpaty Mts. region. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 36, 1, 75–84.*

Biely, A. (red.), Bujnovský, A., Vozárová, A., Klinec, A., Miko, O., Halouzka, R., Vozár, J., Beňuška, P., Bezák, V. (red.), Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P., Lukáčik, E., Maglay, J., Molák, B., Pulec, M., Putiš, M. & Slavkay, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000. *Bratislava, vyd. Dionýza Štúra, 232.*

Bluman, B. A., Ďakonov, J. S., Krasavina, T. N. & Pavlov, M. G.,1974: Ispoľzovanije termo- i rentgenografičeskich charakteristik grafita dľa opredeľenija urovňa i tipa metamorfizma. *Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč., Ser. 2 (Leningrad), 103, 95–103.*

Cambel, B., Miklóš, J., Khun, M. & Veselský, J., 1990: Geochémia a petrológia ílovo-kremeňových metamorfitov kryštalinika Malých Karpát. *Geol. Inst., Slov. Acad. Sci., 267.*

Dianiška, I. & Grecula, P., 1979: Amfibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suitz rakoveckého príkrovu. *Mineralia Slov., 11, 5, 405–425.*

Dyda, M., 2000: Pripomienky k štúdii M. Radvanca (2000) Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou. *Mineralia Slov, 32, 512–513.*

Faryad, S. W., 1986: Metamorphic evolution of paragneisses from Klátov region (Lower Paleozoic of Gemericum). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 6, 729–746.*

Faryad, S. W., 1991: Metamorfóza sedimentov staršieho paleozoika gemerika. *Mineralia Slov., 23, 315–324.*

Grew, E. S., 1974: Carbonaceous material in some metamorphic rocks of New England and other areas. *J. Geol., 82, 50–73.*

Hovorka, D. & Spišiak, J., 1981: Coexisting garnets and amphiboles of metabasites from Rudňany area (Paleozoic, Spišsko--gemerské rudohorie Mts., Western Carpathians). *Mineralia Slov., 13, 6, 509–525.*

Kleinertová, V., 1975: Výskum organickej hmoty v horninách na príklade vzoriek bridlíc z kryštalinika Malých Karpát. *Mineralia Slov., 7, 1–2, 125–128.*

Korikovskij, S. P., Dupej, J. & Boronikhin, V. A., 1989: Vysokoželezité metasedimenty z Kokavy nad Rimavicou (veporikum). *Mineralia Slov., 21, 251–258.*

Kováčik, M., 1993: Polymetamorfný vývoj staropaleozoických metamorfitov strednej časti kohútskej zóny. *Mineralia Slov., 25, 379–385.*

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

Kováčik, M., 2000: K otázke vysokoželezitých rúl pri Kokave nad Rimavicou. Diskusia. *Mineralia Slov., 32, 507–516.*

Krist, E., Korikovskij, S. P., Putiš, M., Janák, M. & Faryad, S. W., 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathian crystalline complexes. *Comenius Univ. Press, Bratislava, 324.*

Landis, C. A.,1971: Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. *Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 30, 34–45.*

Méres, Š. & Hovorka, D., 1991: Alpine metamorphic recrystallization of the pre-Carboniferous metapelites of the Kohút crystalline complex (Western Carpathians). *Mineralia Slov., 23, 435–442.*

Molák, B., Buchard, B., Vozárová, A., Ivan, J., Uhrík, B. & Toman, B., 1989: Carbonaceous matter in some metamorphic rocks of the Nízke Tatry Mts. (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 201–230.*

Paňak, S. G., 1971: K voprosu vlijanija uglisto-grafitových vydelenij na procesy mineralo-i rudoobrazovanija v metamorfičskich toľščach. *Geol. I poleznije iskopajemyje Urala, Sverdlovsk, 156–157.*

Petro, M., 1998: Kokava nad Rimavicou – grafit. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Putiš, M., 2004: Petrografia metamorfovaných hornín. *Bratislava, vyd. PF UK, 130.*

Putiš, M., et al., 2004: Litológia a granitoidný magmatizmus staršieho paleozoika Malých Karpát. *Mineralia Slov., 36, 183–194.*

Radvanec, M., 1994: Petrológia rulovo-amfibolitového komplexu na severnom okraji rudnianskeho rudného rajónu. Časť druhá: Postupnosť kryštalizácie minerálov v granite po lokálnom parciálnom tavení metasemipelitu v biotitovej zóne regionálnej metamorfózy (P = 3,5 kbar). *Mineralia Slov., 26, 239–249.*

Radvanec, M., 2000: Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou. *Mineralia Slov., 32, 1–16.*

Spišiak, J. & Hovorka, D., 1985: Dva typy granatických amfibolitov klátovskej skupiny (staršie paleozoikum gemerika). *Mineralia Slov., 17, 2, 167–174.*

Šengelia, D. M., Acholediani, R. A. & Kecchoveli, D. N., 1977: Grafitovyj termometer. *Dokl. Akd. Nauk SSR, er. Geol. , 235, 6 Moskva, 1407–1409.*

Šengelia, D. M., Miko, O. & Bezák, V., 1978: Stanovenie stupňa regionálnej metamorfózy hornín hronského komplexu veporidného kryštalinika pomocou grafitového termometra. *Mineralia Slov., 10, 4, 321–328.*

Volkova, J. B., 1990: Organičeskaja petrologia. *Leningrad, Izd. NEDRA, 299.*

Vozárová, A., 1990: Development of metamorphism in the Gemeric/Veporic contact zone (Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 5, 475–502.*

Vrána, S., 1964: Chloritoid and kyanite zone of Alpine metamorphism on the boundary of the Veporides and the Gemerides. *Krystalinikum, 2, 125–143.*

Vrána, S., 1980: Newly-formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporides in relation to the structure of the Central zone of the West Carpathians. *Čas. Mineral. Geol., 25, 1, 41–54.*

Rukopis doručený 3. 10. 2008
Rukopis akceptovaný 29. 10. 2008
Revidovaná verzia doručená 22. 12. 2008

Graphitization of carbon matter during metamorphism of Western Carpathian rocks

The organic substance is a common constituent of sediments. Its sensitivity on temperature changes allows to indicate well the temperature conditions of prograde metamorphism.

The graphite crystallinity was studied on samples of high-, medium- and low-temperature metamorphic rocks, i.e. amphibolite and greenschists facies rocks. The found maximum temperatures of graphite crystallization were compared with published thermometric data from host regions and lithotectonic units.

The high-temperature metamorphism was represented by samples of graphitic quartzites from localities Muráň (MT) and Kokava nad Rimavicou-Hrabina (KR, tectonic unit Veporicum; Fig. 1). The sample from Muráň (MT) was taken 5 km to SW from the village Muráň near the altitude point 978 m. Sample from locality Kokava nad Rimavicou–Hrabina (KR) was taken in the Hrabina area 2.5 km to NW from Kokava nad Rimavicou near the magnesite deposit. Samples come from the contact of Variscan hybridic granitoids and migmatites with Lower Paleozoic biotite-garnet gneisses of Veporicum.

Medium temperature (mesozone) metamorphism was represented by samples from localities Čavoj-Gápeľ (VČS) and Brezno-Kozlovo (BK, Tatricum; Fig. 1). Sample from Čavoj-Gápeľ (VČS) of cataclased micaschist to paragneiss was taken from the drill VČS-1 at Čavoj-Gápeľ. The sample from locality Brezno-Kozlovo was taken from the Kozlovo cadastral part, 250 m to NE from the railway Rohožná–Bujakovo in the quarry. It represents the mylonitized quartzitic micaschist with contact metamorphic overprint by intrusion of biotite granodiorites to granites and hybridic granitoids to migmatites.

Low temperature (epizone) metamorphism in Tatricum is represented by the samples from productive (mineralized) zones of the Malé Karpaty Mts. – adits Sirková and Trojárová in the Pezinok area (C and PVC), as well as Gemericum from the Rudňany-Zlatník area, Zlatník shaft, 10th mining level (Zl; Fig. 1). These low temperature samples are represented by graphitic phyllites.

Methodology

After crushing and milling of samples on fraction beneath 0.020 mm, the graphite was separated by successive chemical dissolution of rock-forming minerals. Because the harmful coincidence of the reflex d = 0.335 nm of both – graphite and quartz, the total quartz removal was inevitable. The small amount of accessoric pyrite, rutile, zircon, tourmaline, etc., does not lower the applicability of used methodology. Chemical separation of graphite was done by following technique:

– removal of carbonates in diluted HCl (1 : 2) heated on 80 °C during 60 minutes,

– removal of silicates and quartz in mixture of 6M HCl and concentrated HF (1 : 3) at laboratory temperature,

– removal of secondary fluorides by 6M HCl or 0.1 M aluminium chloride during 6 hours.

Particular steps of removal were separated by multiple rinsing by distilled water at 70 °C. Obtained high-quality graphite concentrate was investigated by X-ray diffraction and thermic analyses (DTA-TGA). X-ray analysis used the change of graphite structure arrangement. Landis (1971), Grew (1974) and Bľuman et al. (1974) used the values of intercrystalline distance $d_{(002)}$ = 0.335–0.336 nm for revealing of organic matter crystallization temperature and classification of investigated rocks into metamorphic facies. The possibility to use hexagonal modification as thermometer was suggested by Šengelia et al. (1977), based on their experiments at temperature range 300–850 °C. They observed the lowering of the graphite lattice parameter "c" from 0.6742 to 0.6684 nm by the increase of temperature. Bľuman et al. (1974) found that in polymetamorphic processes the retrograde metamorphism does not change the structural state of graphite obtained during prograde path. Landis (1971) confirmed that the degree of graphitization of carbon matter relates on metamorphic temperature, but pressure has only minor role. Bľuman et al. (1974) proved that pressure in the range 200–600 MPa has no influence on structural change of graphite. The methodology for determining of principal structural parameters of graphite was described by Volkova (1990).

Our research showed that the degree of graphitization corresponds to ratio of reflex intensities d_{112} = 0.158 to d_{110} = 0.1232 nm. I_{112}/I_{110} represents the degree of graphitization and simultaneously the temperature level of metamorphic recrystallization. The thermic analysis (DTA-TGA) supplements well the results of X-ray diffraction analyses by indication of the degree and temperature of graphitization of the carbon matter. This method can be used in the case of coexistence of two crystalline modifications manifested by the bimodality of DTA-TGA curves. The DTA-TGA method is appropriate for rocks of albite-epidote amphibolite metamorphic facies, indicating the boundary of the change from cryptocrystalline graphite to crystalline one.

Mineralogical characterization of graphite samples

Studied graphite concentrates of purity 97-99 % were studied by X-ray and thermic analyses (DTA-TGA), as well as by microprobe. The graphite ignition at 500, 500–700 and 700–1000 °C represented a complementary method.

The high-grade metamorphic graphite (localities Muráň and Kokava nad Rimavicou-Hrabina) has monocrystalline idiomorphic shape (Figs. 2 and 3). The monocrystals dimensions are 0.02-0.03 mm, in average 0.09–0.13 nm. X-ray diffraction analysis revealed crystal structure close to theoretical one. X-ray diffraction records have numerous reflexes in accordance with the standard JCPDS`74. The basic reflex d_{002} = 0.3354 nm is sharp and symmetric.

Intensity of further reflex d = 0.168 nm is I = 47. The parameters of crystallites are L_c = 35.5-36.0 nm and L_a = 12.2–14.7 nm (sensu Volkova, 1990). The degree of three-dimensional arrangement, corresponding to degree of graphitization is 1.54–1.66. Samples contained graphite with high crystallinity. Thermic analysis of graphite (DTA) manifested exotherm with the beginning at 615 °C, peak at 860–870 °C and termination of exothermic peak at 970 °C (Tab. 2). The laboratory testing of loss by ignition of graphite to 500 °C has demonstrated the weight loss 0 %, at 500–700 °C 33–41 % and at 700–1000 °C 59-67 % (Tab. 3).

The graphite of the medium metamorphic grade (localities Čavoj-Gapeľ and Brezno-Kozlovo) has monocrystals of hypidiomorphic to xenomorphic shape. Monocrystals are coarser and form the scale-like aggregates (Fig. 4). They are large 0.009–0.020 mm, in average 0.01 mm. The X-ray diffraction analysis found crystal structure of graphite with the main reflex d_{002} = 0.336 nm. Intensity of next sharp and symmetric reflex d = 0.168 nm was I = 5–15, indicating good graphite crystallinity. Dimensions of basic parameters of crystallites are Lc = 34.0–36.3 nm, La = 8.5–11.8 nm and degree of three-dimensional arrangement is approximately 1.05. The sample Brezno-Kozlovo (BK) has the degree of order 1.57 (Tab. 1). Thermic analysis of graphite (DTA-TGA) demonstrates exotherm with beginning at 505–510 °C, peak at 720 °C and termination of exothermic analysis at 860 °C. Sample BK has the beginning of the exothermic reaction at 570 °C, peak at 760 °C and termination at 970 °C. In the case of samples BK and VČS (Brezno-Kozlovo and Čavoj-Gápeľ) the beginning and peak of exothermic reaction are very close. The end of exothermic reaction at 970 °C is markedly offset, probable indicating subsequent high-temperature metamorphic process (Tab. 2). The loss by ignition of graphite to 500 °C is related to weight loss 9–17 %, at 500–700 °C 83–86 % and at 700–100 °C 5 % (Tab. 3).

Graphite crystals of low-temperature metamorphism (samples C1 and C2 from the Malé Karpaty Mts. as well as ZL1 and ZL2 from the Spiš-Gemer Ore Mts.) have submicroscopic dimensions. Graphite occurs prevailingly in the form of aggregate of microcrystallites with dimensions beneath 0.003 mm. X-ray diffraction analysis of graphite: reflex d_{002} = 0.34 nm is wider, with diffusion and has relatively lower intensity. Further reflexes were not registered. The reflexes d_{110} and d_{112} are missing. It demonstrates the disordered character of graphite. The degree of three-dimensional arrangement (graphitization) is 0 (Tab. 1). Thermic analysis of graphite manifests exothermic reaction with the beginning at 430–470 °C, peak at 560–640 °C and termination at 710–730 °C (Tab. 2).The loss by ignition to 500 °C caused the ratio loss 27–40 %, at 500–700 °C 60–73 % and at 700–1000 °C 0 % (Tab. 3). Two peaks of exothermic reaction usually occur at this low-temperature metamorphic grade – at 520–570 °C and 640–680 °C. The bimodality of peaks of exothermic reactions shows the temperature interval with starting replacement of cryptocrystalline graphite to low-crystalline one. The medium-crystalline graphite has the exothermic peak at 720 °C and the high-crystalline at 860 °C.

Conclusion

The crystallinity of graphite was studied by X-ray diffraction analysis. The determination of three-dimensional arrangement of graphite structure used the ability of graphite thermometer to change the lattice parameter “c” in relation to reached temperature. Further used method was the DTA-TGA analysis of graphite complementing the results of X-ray diffraction analysis in the case of existence of two crystalline modifications of graphite. The X-ray diffraction analysis recorded only higher crystalline modification of graphite.

The detail study of graphite in the frame of project *Graphites in Slovakia* has used the peculiarities of graphite structure, namely the ratio intensity of reflex d = 0.1232 nm and d = 0.1158 nm, which was checked also by the change of thermic stability of graphite and disordered carbon matter (DTA).

The advantage of methodology is based on elimination of the influence of retrograde metamorphic process and the change of the crystalline form of graphite from prograde metamorphic path. So the highest temperature of graphite crystallization can be determined. This fact was confirmed by the results of X-ray and DTA analyses in the case of all investigated samples. The high-temperature metamorphites reach the degree of graphite crystallinity from 0.90 up to 1.66–1.70 and medium-temperature ones the degree 0.0X–0.90. Epizonal metamorphites do not contain graphite, only carbon matter in the beginning phase of crystallization to graphite.

The results of graphite crystallinity studies by described methodology indicate the beginning of graphite crystallization at 615–625 °C with temperature peak 855–870 °C in the case of high-temperature Veporic metamorphites from localities Muráň (MT1 and MT2) and Kokava nad Rimavicou-Hrabina (KR1 and KR2). Used methodology indicated higher temperature of graphite origin, than known earlier about the peak of Hercynian metamorphism in the Kohút zone of Veporicum (650–700 °C).

In the case of medium-temperature (mesozonal) metamorphites from Tatricum in localities Čavoj-Gápeľ and Brezno-Kozlovo (BK) the beginning temperature of graphite crystallization is 510–570 °C with the temperature peak 720–760 °C. These temperature were not found previously.

Graphitic schists from the productive zone of the Malé Karpaty Mts., taken from adit Sirková at town Pezinok (C1 and C2) confirmed the beginning of prograde thermic process at 430–470 °C and reaching of highest temperatures at 570–660 °C. In the case of further samples from the adit Pezinok-Trojárová (PVC1 and PVC2), the temperatures 500–700 °C were revealed by the loss by ignition. Our results partially overreach temperatures found during the earlier thermoanalytical investigation of black schists (540–560 °C).

Samples from North-Gemeric zone (the Spiš-Gemer Ore Mts.; Rudňany-Zlatník, ZL1 and ZL2; Fig. 1) have manifested the beginning of graphite crystallization at 430–470 °C and its peak at 530–640 °C. These results indicate the higher thermality of Variscan metamorphism in Gemericum.

Mineralia Slovaca, 40 (2008), 121–126
ISSN 0369-2086

Rozsiahle alpínske násuny v severnom veporiku

VLADIMÍR BEZÁK[1, 2] a MÁRIO OLŠAVSKÝ[1]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]Geofyzikálny ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 845 28 Bratislava

Large overthrusts in the Northern Veporicum (Western Carpathians)

Complexes of Mesozoic rocks in the position of tectonic windows beneath crystalline complexes were proven by field investigations. Thus, the large overthrust tectonics in the Northern Veporicum was revealed. New possibilities on interpretation of genesis of superficial Alpine nappes mainly in the Fatricum have been opened.

Key words: overthrusts, tectonic windows, Northern Veporicum, Western Carpathians

Úvod

Severné veporikum patrí medzi západokarpatské územia vyznačujúce sa veľmi komplikovanou tektonickou stavbou, a preto oddávna púta záujem geológov. Severné veporikum ako paleoalpínska kôrová tektonická jednotka 1. radu sa skladá z hercýnskeho kryštalinického fundamentu a jeho mladopaleozoicko-mezozoického obalu a celé je nasunuté pozdĺž čertovickej tektonickej zóny na spodnejšiu kôrovú tektonickú jednotku – tatrikum.

Najkompletnejším predstaviteľom mezozoického obalu severného veporika je séria Veľkého boka na severných svahoch Kráľovohoľských Tatier. Je oddávna známe, že litostratigrafické a faciálne podobné série vystupujú v sústave pripovrchových príkrovov fatrika nasunutých na tatrikum. To viedlo geológov k logickému záveru (napr. Biely a Fusán, 1967) o ich pôvodnom umiestnení na fundamente, ktorý je pohltený v skrátenom priestore medzi tatrikom a veporikom na čertovickej tektonickej zóne. Vrásovoprešmyková a šupinová stavba vnútri severného veporika, ktorá pri tomto skrátení vznikla, bola známa už od prác Zoubka (1936, 1954), Bieleho (1961), Krista a Siegla (1971) a i. V novšom období sa touto problematikou zaoberal Plašienka (1983), ktorý navyše vyčlenil niekoľko štádií alpínskych tektonických deformácií.

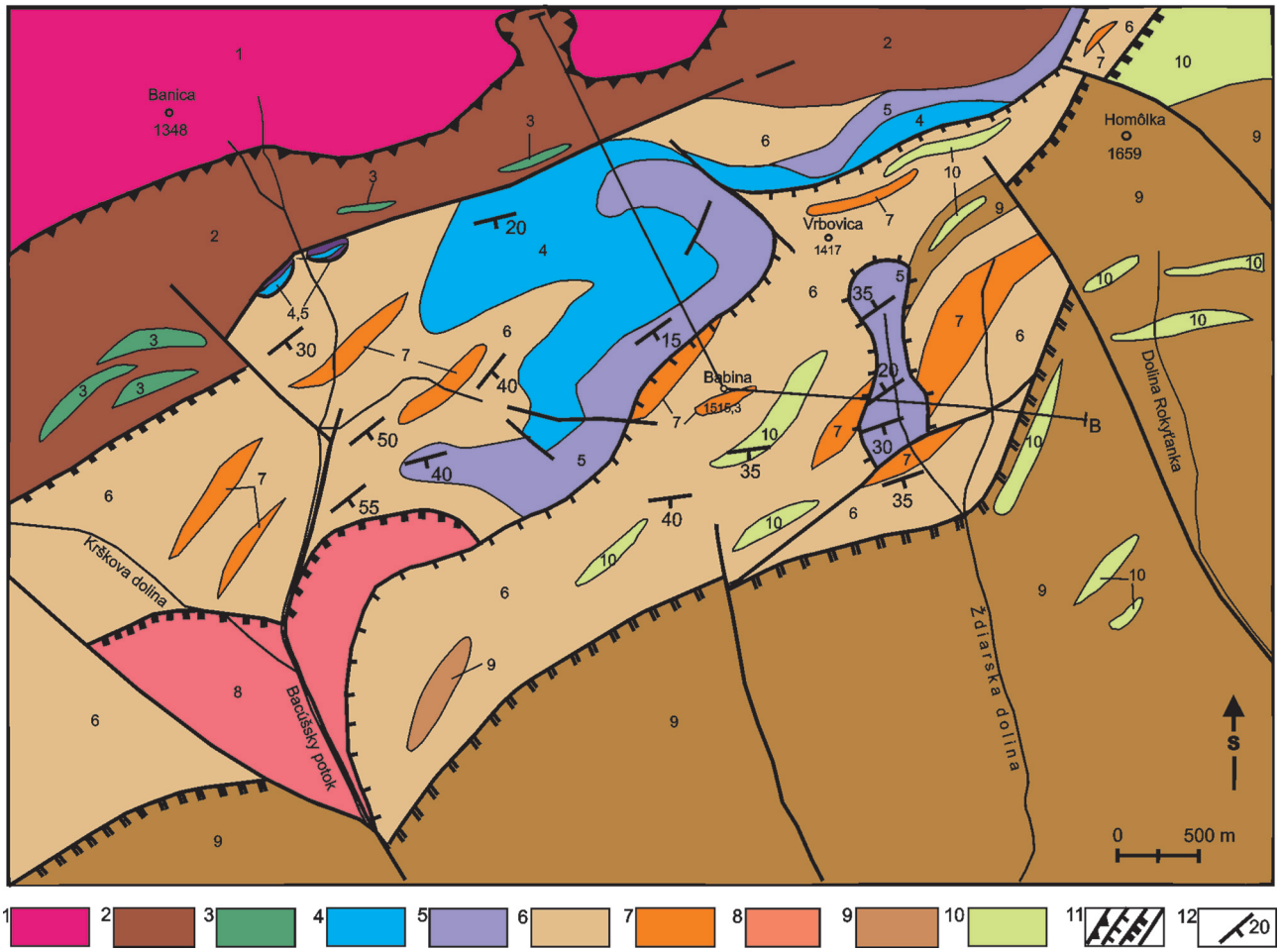
Komplikovanosť štruktúr skrátenia priestoru vidno najmarkantnejšie vo forme digitácií resp. šupín v čelnej časti kôrovej jednotky severného veporika (Zoubek, 1954). Neskôr sa tomuto priestoru venoval Biely (1982) a prvý predpokladal rozsiahle násuny aj vnútri severného veporika a alochtonitu série Veľkého boka spolu s jeho bezprostredným podložím. Ale rukolapné dôkazy stále chýbali.

Pokým ide o vývoj náhľadov na stavbu kryštalinika veporika, starší autori (Zoubek, 1936; Kubíny, 1959; Kamenický, 1977) celkom logicky chápali jeho stavbu ako polytektonickú a polymetamorfnú s výrazným uplatnením diaftorézy. Vžilo sa aj členenie veporika na SV orientované zóny s určitou odlišnosťou v zložení (Zoubek, 1956). Miernu komplikáciu v nazeraní na hercýnske kryštalinikum spôsobilo objavenie spodnopaleozoických palynomorf, ktorých výskyt aj vo vysokometamorfovanom kryštaliniku nie je dodnes uspokojivo vysvetlený. Po zistení superpozície odlišných kryštalinických komplexov sa objavili názory o rozsiahlych násunoch kryštalinických komplexov (Klinec, 1966). Tieto predstavy ďalej rozvíjal Putiš (1989) a v kryštaliniku veporika vyčlenil pomerne širokú škálu príkrovov. Problémom zostávalo, či ide o alpínske, hercýnske alebo o zmiešané tektonické jednotky, a chýbali aj dôkazy o rozsahu násunov. Novovyčlenené tektonické jednotky sa často dostávali aj do protirečenia s alpínskymi štruktúrami zistenými analýzou mezozoických komplexov, čo sa odrazilo aj v poslednej mape Nízkych Tatier v mierke 1 : 50 000 (Biely et al., 1992).

Jasne sa ukázalo, že cesta k dešifrovaniu alpínskych tektonických jednotiek nevedie cez kryštalinikum. V kryštaliniku je zrejmé, že sa zachovali aj hercýnske štruktúry (prvý na to upozornil Siegl, 1982) a je tiež jasné, že muselo mať svoju tektonickú stavbu (ako sa ju pokúsil rekonštruovať napr. Bezák, 1994) analogickú so stavbou hercýnskych masívov nedotknutých alpínskou tektonikou. Ale obrovskú komplikovanosť štruktúr spôsobili až naložené neskorohercýnske, vrchnopaleozoické, a hlavne alpínske tektonické procesy. Ak sa teda má pokročiť v poznávaní alpínskej stavby, treba obrátiť pozornosť na výskum pozície mezozoických komplexov vo vzťahu k fundamentu. A to je cieľ tejto práce.

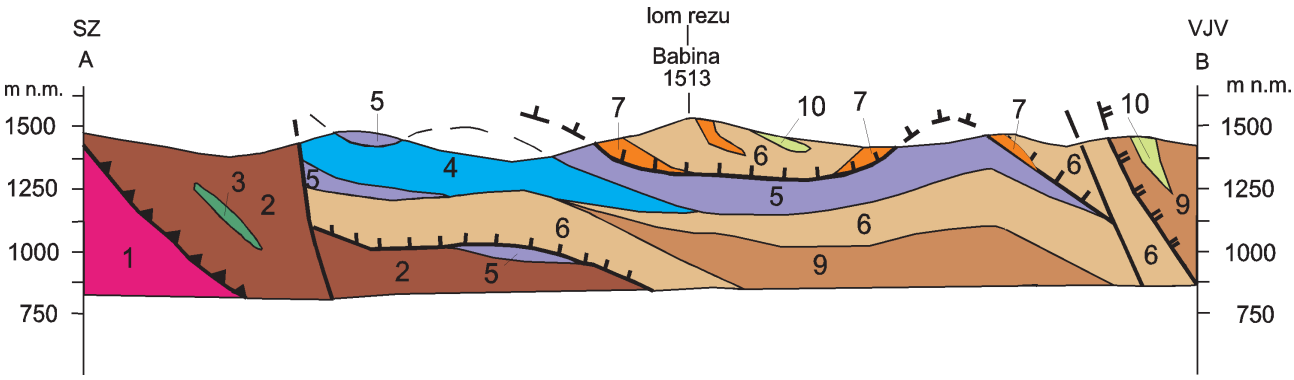
Výsledky terénnych prác

Z už uvedených dôvodov sme terénne reambulačné práce zamerali na niektoré výskyty obalového mezozoika vnútri severného veporika. Vybrali sme tri oblasti na južnej aj severnej strane Kráľovohoľských Tatier a tiež južne od



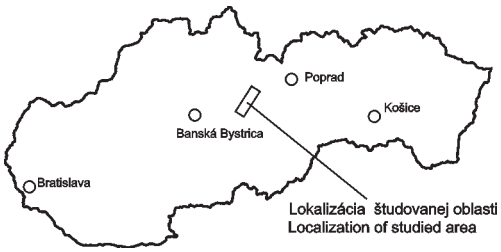
Obr. 1. Geologická mapa oblasti v okolí tektonického okna na S od Bacúcha a Polomky. 1 – tatrikum vcelku, 2 – ortoruly a pararuly, 3 – amfibolity, 4 – dolomity (stredný trias), 5 – kvarcity (spodný trias), 6 – fylonity, 7 – porfyroidy, 8 – mylonitizované granitoidy, 9 – diaftorizované pararuly, 10 – diaftorizované amfibolity, 11 – tektonické línie – násunové línie prvého radu, násunové línie druhého radu, prešmyky, nešpecifikované zlomy, 12 – foliácie.

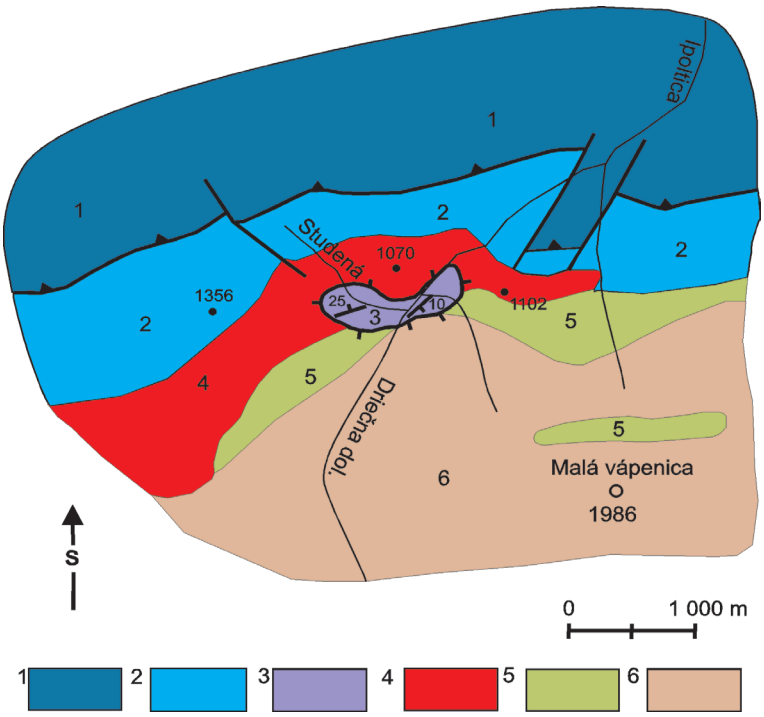
Fig. 1. Map around tectonic windows north of Bacúch and Polomka. 1 – Tatricum undivided, 2 – orthogneisses and paragneisses, 3 – amphibolites, 4 – dolomites (Middle Triassic), 5 – quartzites (Lower Triassic), 6 – phyllonites, 7 – porphyroids, 8 – mylonitic granitoids, 9 – diaphtoritic paragneisses, 10 – diaphtoritic amphibolites, 11 – tectonic lines: overthrust lines of first order, overthrust lines of second order, reverse faults, faults unspecified, 12 – foliations.



Obr. 2. Rez ku geologickej mape na obr. 1. Vysvetlivky ako pri obr. 1.

Fig. 2. Section of the map in Fig. 1. For captions see Fig. 1.



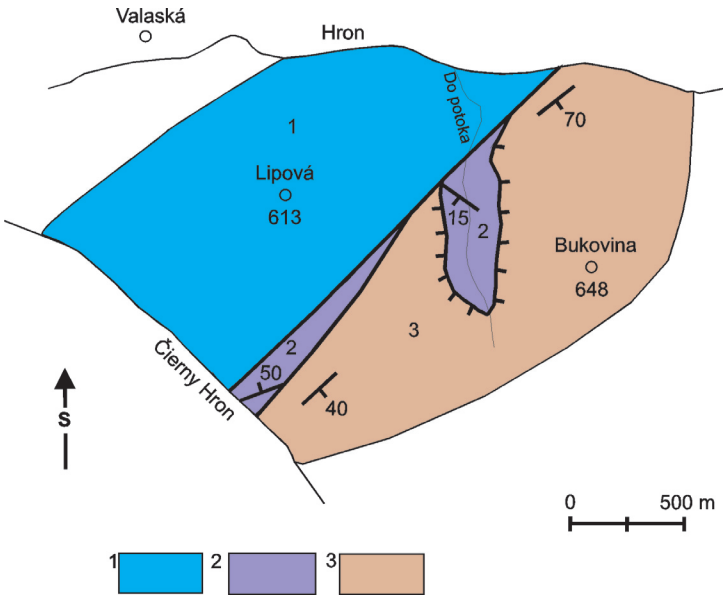


Obr. 3. Situácia v oblasti na S od sedla Priehyba. 1 – hronikum, 2 – séria Veľkého boka vcelku, 3 – kvarcity, 4 – tonality, 5 – amfibolity, 6 – diaftorizované pararuly. Tektonické línie ako na obr. 1.

Fig. 3. Tectonic setting north of the Priehyba sattle. 1 – Hronicum, 2 – Veľký bok Series, 3 – quartzites, 4 – tonalites, 5 – amphibolites, 6 – diaphtoritic paragneisses. Tectonic lines are the same as in Fig. 1.

Hrona. Prvou oblasťou, ktorá pútala pozornosť, bol výskyt spodnotriasových kvarcitov uprostred kryštalinika v doline Ľavá Ráztoka, čo je jedna z vetiev Ždiarskej doliny na S od Polomky, juhovýchodne od známej štruktúry mezozoika v oblasti Sokolovej doliny na S od Bacúcha. Štruktúra mezozoika v oblasti Sokolovej doliny je známa (napr. Plašienka, 1983). Obalové mezozoikum (strednotriasové dolomity a spodnotriasové kvarcity) tam leží v obrátenom vrstvovom slede uprostred fylonitických hornín s polohami porfyroidov. Terénnymi prácami sme potvrdili túto pozíciu a to, že na severnej strane štruktúru utína poklesový zlom, a teda nepokračuje kontinuitne sv. smerom do pruhu kvarcitov. Navyše sme spresnili štruktúrnu pozíciu dvoch menších výskytov mezozoika blízko tohto zlomu na Z od štruktúry Sokolovej doliny. Ide o malé synformy zložené nielen z dolomitov (ako to bolo na mape Nízkych Tatier), ale aj z kvarcitov. Tieto horniny sú zaklinené do kryštalinika pri zlome, ktorý mal pôvodne transpresný charakter, ako to možno vidieť aj v iných úsekoch analogickej tektonickej zóny.

Hlavnú pozornosť sme však sústredili na reambuláciu územia Ľavej Ráztoky s výskytom spodnotriasových



Obr. 4. Situácia pri Valaskej. 1 – dolomity, 2 – kvarcity, 3 – nečlenené kryštalinikum. Tektonické línie ako na obr. 1.

Fig. 4. Tectonic setting near Valaská. 1 – dolomites, 2 – quartzites, 3 – crystalline complexes undivided. Tectonic lines are the same as in Fig. 1.

kvarcitov. Tie boli na poslednej mape Nízkych Tatier (Biely et al., 1992) zobrazené vo forme tektonického bloku ohraničeného zlomami a zaklesnutého do okolitého kryštalinika. Výsledok našej terénnej reambulácie je opačný – spodnotriasové kvarcity vystupujú spod okolitých hornín kryštalinika vo forme tektonického okna (obr. 1). Kvarcity ležia naspodku doliny zo všetkých strán obklopené horninami kryštalinika (prevažne fylonitické horniny s polohami porfyroidov). V odkryvoch možno vidieť subhorizontálne uloženie prípadne mierny sklon na S a J. Tektonické okno je na J ukončené zlomom.

Potvrdené pozície kvarcitov v tektonickom okne ďaleko (minimálne 3–6 km) od čela veporika dokazujú rozsiahle násuny čiastkových tektonických jednotiek v rámci veporika. Kvarcity sa na S v závere doliny ponárajú pod kryštalinikum, ktoré leží na obalovom mezozoiku Sokolovej doliny, a preto si myslíme, že ide o jeden a ten istý mezozoický komplex. Jednoznačne to vyplýva aj z rezu týmto územím (obr. 2).

Druhou oblasťou, ktorú sme terénnym výskumom preverili, bol malý výskyt kvarcitov na S od hrebeňa Kráľovohoľských Tatier v Driečnej doline v závere doliny Ipoltica na S od sedla Priehyba. Tieto kvarcity boli v mape Nízkych Tatier (Biely et al., 1992) pre zmenu nakreslené v pozícii kolmatujúcej hercýnsku tektonickú líniu medzi dvoma komplexmi kryštalinika. Terénny výskum ukázal, že kvarcity ležia v subhorizontálnej pozícii v doline pod kryštalinikom, ktoré zastupujú najmä tonality a amfibolity (obr. 3). Zjavne aj tu ide o tektonické okno, i keď situácia je komplikovanejšia ako v predchádzajúcej oblasti a v budúcnosti bude treba doriešiť najmä vzťah k sérii Veľkého boka.

Treťou oblasťou bol výskyt kvarcitov v štruktúre na V od Valaskej južne od Hrona v malom údolí Do potoka medzi kótou Lipová a Bukovina. Tieto kvarcity susedia so strmým pruhom mezozoika sv. smeru, ktorý sa ťahá od štruktúry Chvatimecha po mýtňanský zlom. Kvarcity v tejto oblasti náhle zabiehajú na J a na geologickej mape Klinca (1988) ich ohraničujú poklesové zlomy. Okontúrovanie ich pozície v údolí pod kryštalinikom, ktoré tvoria prevažne diaftority a amfibolity, a merania ich vrstvových plôch ukázali ich pozíciu pod okolitým kryštalinikom vo forme tektonického polookna (obr. 4). Na S toto polookno utínajú strmé transpresné zlomy s výskytom ďalších šupín mezozoika, ktoré tvoria hlavne dolomity, ale v sv. a jv. pokračovaní aj kvarcity.

Interpretácia a diskusia

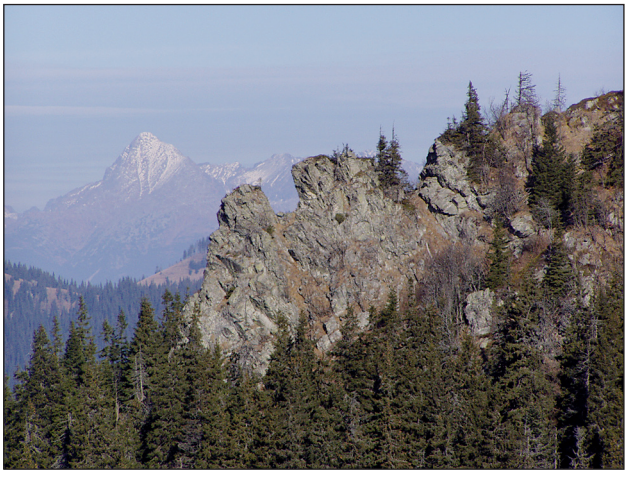
Viacerí autori v minulosti (Zoubek, 1954; Biely, 1982) okrem rozsiahleho skrátenia priestoru medzi tatrikom a veporikom na čertovickej zóne predpokladali aj intenzívne skracovanie vnútri veporika. Ale väčšinou boli doložené len lokálne vrásovoprešmykové a násunové štruktúry bez možnosti určiť veľkosť skrátenia priestoru. Až zistenie tektonických okien mezozoika pod kryštalinikom uvedené v tejto práci zrejme otvorí možnosti na reinterpretáciu stavby veporika v podobe viacerých čiastkových tektonických jednotiek oddelených zvyškami obalového mezozoika. Takúto interpretáciu ponúkame na profile (obr. 2). A keďže dokázateľná veľkosť presunu v mape je 3–6 km, možno s určitosťou predpokladať aj väčšiu vzdialenosť (na profile možno interpretovať minimálne 15–20 km), čiže v tomto prípade už ide o čiastkové príkrovové jednotky v rámci veporika.

V rámci tohto profilu je interpretovaný bazálny násun na tatrikum a rozčlenenie severného verporika v tejto oblasti na tri čiastkové jednotky. Najspodnejšiu v priamom nadloží tatrika buduje hlavne vyššiemetamorfované kryštalinikum (ortoruly, pararuly, amfibolity) sčasti diaftorizované, ktoré z obalových jednotiek nesie len zvyšky kvarcitov najmä v sv. časti priebehu násunovej línie strednej jednotky. Vyššie členy obalu sú zrejme odlepené do príkrovov fatrika.

Strednú šupinu tvoria najmä fylonitické horniny lokálne so septami diaftorizovaných pararúl a pravdepodobne

Obr. 5. Odkryv spodnotriasových kremencov v tektonickom okne na dne doliny Ľavá Ráztoka. Foto M. Olšavský.

Fig. 5. Outcrop of the Lower Triassic quartzites in the tectonic window at the bottom of Ľavá Ráztoka valley. Photo M. Olšavský.



Obr. 6. Hrebeň Babinej v Nízkych Tatrách – pohľad od JZ. V pozadí Kriváň. Foto M. Olšavský.

Fig. 6. Babiná ridge in the Low Tatra Mts. – view from SW. Kriváň peak is on the horizon. Photo M. Olšavský.

s permskými ložnými polohami porfyroidov a deformovanými granitmi. Jej obal je zastúpený mezozoikom Sokolovej doliny, pokračuje ďalej na J a vynára sa spod vrchnej šupiny v tektonickom okne v doline Ľavá Ráztoka.

Rozsiahlu šupinu kryštalinika v nadloží mezozoika Sokolovej doliny a Ľavej Ráztoky tvoria najmä fylonitické horniny s polohami porfyroidov, ale v južnej časti smerom na údolie Hrona aj diaftoritické biotitické pararuly. Šupina pokračuje na S pravdepodobne do vrchnej digitácie Zadnej hole (v zmysle Zoubka, 1954). Tu šupinu budujú najmä amfibolity a tonality, ale aj polohy porfyroidov a ako svoj obal nesie so sebou sériu Veľkého boka, ktorá sa na severných svahoch Kráľovohoľských Tatier ponára pod hronikum.

Záver

Terénnym výskumom sa v troch samostatných oblastiach vnútri severného veporika potvrdila pozícia spodnotriasových obalových kvarcitov v tektonických oknách resp. v polokne pod kryštalinikom. Toto zistenie ukazuje, že územie severného veporika minimálne od doliny Hrona po čertovickú líniu predstavuje mimoriadne komprimovanú zónu s výskytom čiastkových tektonických jednotiek – príkrovov oddelených mezozoickým obalom. Tým sa v plnej miere potvrdil predpoklad Bieleho (1982) o nevyhnutnej existencii takýchto násunových štruktúr.

Územie severného veporika tak, ako to interpretujeme na geologickom reze v tejto práci (obr. 2), budujú čiastkové jednotky príkrovového charakteru, ktoré tvorí kryštalinikum so zvyškami obalu. Obal spodných šupín je redukovaný a predpokladáme, že je odlepený a presunutý na tatrikum v príkrovoch fatrika. Najkompletnejší obal sa zachoval vo vrchnej čiastkovej jednotke (séria Veľkého boka).

Násuny tektonických jednotiek v rámci veporika mali severovergentný charakter v krehkoduktilných podmienkach a vekovo spadajú do hlavnej paleoalpínskej kompresnej etapy spätej s tvorbou superfaciálnych príkrovov. Preto zistenia uvádzané v tejto práci znovu otvárajú otázku koreňových zón príkrovov fatrika a stavajú ju do nového svetla.

Práca vznikla v rámci projektu 16 06 Aktualizácia geologickej stavby SR.

Literatúra

Bezák, V., 1994: Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát na základe rekonštrukcie hercýnskej tektonickej stavby. *Mineralia Slov., 26, 1–6.*

Biely, A., 1961: Poznámky ku geológii mezozoika koreňových zón vo veporidách. *Geol. Práce, Spr., 21, 109–125.*

Biely, A., 1982: Tektonika územia na severných svahoch Nízkych Tatier na východ od Nižnej Boce. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Biely, A. & Fusán, O., 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subtatrische Decken. *Geol. Práce, Spr., 42, 51–64.*

Biely, A., Beňuška, P., Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Ivanička, J., Kohút, M., Klinec, A., Lukáčik, E., Maglay, J., Miko, O., Pulec, M., Putiš, M. & Vozár, J., 1992: Geologická mapa Nízkych Tatier 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Kamenický, J., 1977: Der Geologische Bau der nordwestlichen Teiles der Vepor-Erzgebirges. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 5–43.*

Klinec, A., 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Sbor. geol. Vied, Rad ZK, 6, 7–28.*

Klinec, A., 1988: Geologická mapa 1 : 25 000 list 36 – 232 Brezno. *Bratislava, GÚDŠ.*

Krist, E. & Siegl, K., 1971: Geologicko-tektonické pomery JZ časti krakľovského a kráľovohoľského kryštalinika veporíd. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 21, 45–66.*

Kubíny, D., 1959: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní v širšom okolí Kráľovej hole. *Geol. Práce, Spr., 16, 143–176.*

Plašienka, D., 1983: Kinematický obraz niektorých štruktúr severného veporika vo vzťahu k formovaniu krížňanského príkrovu. *Mineralia Slov., 15, 3, 217–231.*

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

Siegl, K., 1982: Structure of the Vepor pluton. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 2, 171–175.*

Zoubek, V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., XII, 212–227.*

Zoubek, V., 1954: Zpráva o geologickém výskumu oblasti Hodruša v Nízkych Tatrách. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Zoubek, V., 1956: Hranice gemeríd s veporidami. *Geol. Práce, Zoš., 46, 38–43.*

Rukopis doručený 9. 1. 2009
Rukopis akceptovaný 9. 1. 2009
Revidovaná verzia doručená 20. 1. 2009

Large overthrusts in the Northern Veporicum (Western Carpathians)

The position of Lower Triassic envelope quartzites was documented by field research in three independent areas within the northern Veporic unit as tectonic windows, and a half-window below the crystalline complex. This finding shows that the northern Veporic unit at least from the Hron valley up to the Čertovica line represents an extremely compressed zone including partial tectonic units – nappes separated by the Mesozoic envelope. Thus, the suggestion of Biely (1982) on the necessary existence of such overthrusts structures was fully confirmed.

The area of the northern Veporic unit, as interpreted on the geological cross-section in this work, is built by partial nappe units, which consist of the crystalline basement with remnants of the envelope. The lowermost unit, directly overlying the Tatric unit, consists of high grade metamorphic rocks (ortho-, paragneisses, amphibolites) partly diaphthorized, with remnants of envelope quartzites mostly in the northeast part of the thrust line of the middle unit. Higher members of the envelope have probably been detached from the Fatric nappes.

The middle unit is comprised mostly by phylitic rocks and probably by Permian porfyroids and deformed granites. Its envelope is represented by the Mesozoic of the Sokol valley continuing further to the South and emerging from below the upper unit in the tectonic window in the Ľavá Ráztoka valley.

The extensive basement unit overlying the Mesozoic of the Sokol and Ľavá Ráztoka valleys is built mainly by fylonitic rocks with interlayered porfyroids, but in the southern part towards the Hron valley also by diaphtorized paragneisses. The unit continues to the North probably into the digitation of Zadná Hoľa in the sense of Zoubek (1954). Here it is built mainly by amphibolites, tonalites, also by porfyroids, and carries the Veľký Bok series as its envelope, which submerges under the Hronic unit on the northern slope of the Nízke Tatry Mts.

The overthrusts of tectonic units within the Veporic unit had a northward character in brittle-ductile conditions within the Paleoalpine compression stage connected with the origin of superficial nappes. The findings presented in this work open again the question of Fatric nappes root zones putting it in new light.

Mineralia Slovaca, 40 (2008), 127–134
ISSN 0369-2086

Permský magmatický komplex v severnom veporiku: interpretácia z nových datovaní kyslých magmatitov

VLADIMÍR BEZÁK[1, 3], IGOR BROSKA[2], PATRIK KONEČNÝ[1], IGOR PETRÍK[2] a JAN KOŠLER[4, 5]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava
[3]Geofyzikálny ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 845 28 Bratislava
[4]Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy, Albertov 6, 128 43 Praha

recent address:
[5]Centre for Geobiology, University of Bergen, P. O. BOX 7803, N-5020 Bergen

Permian magmatic complex in Northern Veporicum: Interpretation of new datings of acid magmatites

Dating of magmatic rocks in the Northern Veporicum unit allows the definition of Permian magmatic belt comprising the abyssal (240 ± 22 and 260 ± 12 Ma) and probably slightly older hypabyssal (subvolcanic) and volcanic members (265 ± 9 Ma). Due to the different erosion level of particular blocks the various Hercynian post-orogenic magmatic rocks recently crop out on the surface – volcanites, vein rocks, subvolcanic and abyssal intrusions. (Leuco)-tonalites and granodiorites prevail in the northern part of belt and porphyritic granites in southern part with dominance of the Hrončok granite type. Permian magmatites are bound on north-east trending shear zone and originated in the Middle/Upper Permian epoch. Continuation of Permian magmatites, as well as orthogneisses, to the Low Tatra mountains indicates the continuity of Ľubietová belt far to the north-east.

Key words: Permian magmatic belt, leucotonalites, porphyroids, LA-ICP MS method, EMPA dating, Ľubietová zone, Northern Veporicum, Western Carpathians

Úvod

Produkty kyslého magmatizmu boli v severnom veporiku opísané pri prvom podrobnejšom mapovaní a prieskumnej a banskej činnosti v tejto oblasti (napr. Zoubek in Maheľ et al., 1964). Oblasť je ohraničená severným okrajom veporického kryštalinika, čo je v Nízkych Tatrách čertovická línia, a východnejšie súvislým pruhom obalovej série Veľkého boka. Kyslý magmatizmus je známy aj v ľubietovskom pásme a navyše k nemu pristupuje aj mohutný vývoj permských súvrství (Vozárová, 1998). Na JZ oblasť ukončujú neovulkanity, na JV ju ohraničuje vydrovská línia a pokračuje na SV do Nízkych Tatier po sedlo Priehyba (obr. 1).

V takto definovanej oblasti vystupujú nasledujúce kyslé magmatické produkty: granitoidy hrončockého typu, granitoidy v pruhu na S od Braväcova a Bacúcha, granitové porfýry a porfyroidy v ľubietovskom pásme, mikroaplity v metamorfitoch na J od hrončockého granitu a kyslé vulkanity v horizonte Harnobisu. Vek týchto magmatitov nebol dlhý čas spoľahlivo doložený, a to okrem vulkanitov Harnobisu, ktoré tvoria polohu v permských sedimentoch. Pri ďalších sa z geologickej pozície a ich petrografickej charakteristiky usudzovalo o ich permskom veku (Zoubek in Maheľ et al., 1964). Výnimkou bol hrončocký granit, ktorému sa prisudzoval raz starší, inokedy zas kriedový vek (Kubíny, 1959), a mikroaplity, ktoré sa považovali za leptity prekambria (Krist, 1977). Neskôr geochronologické údaje doložili permsko-spodnotriasový vek týchto hornín, a to granit hrončockého typu (Putiš et al., 2000; Uher et al., 2008), výskyty niektorých granitov na južných svahoch v oblasti Kráľovej hole (Finger et al., 2003) hoci tu prevládajú karbónske kyslé intruzíva (Gaab et al., 2005) a leptity sa redefinovali ako permské mikroaplity (Kotov et al., 1996; Petrík, 1996). O permskom veku granitových porfýrov a porfyroidov v ľubietovskom kryštaliniku málokto pochyboval, hoci geochronologické údaje chýbali. Permské magmatity geneticky prepojené s primárne stenčeným metasomatizovaným plášťom sú z hľadiska metalogenézy dôležitým zrudňujúcim fenoménom (Kohút, 2002).

Údaje chýbali aj o granitoch, granitových porfýroch a porfyroidoch v Nízkych Tatrách. Tieto horniny v minulosti skúmal najmä Miko (1981) a neskôr Kohút et al. (2000). Miko (1981) a Miko a Ivanička (1993) považovali polohy kyslých vulkanitov za súčasť komplexu Jánovho grúňa devónskeho veku a granity typu Sparistej na základe geochémie za plagiogranity ako hlbinné ekvivalenty devónskych vulkanitov (Miko et al., 1982). Podrobnú geochemickú charakteristiku týchto miestami veľmi intenzívnych mylonitizovaných granitoidov bázického charakteru podal aj Kohút et al. (2000). V tejto práci sa uvádza Ar/Ar datovanie sľúd ukazujúce na poslednú mylonitickú premenu týchto hornín kriedového veku.

Spomína sa aj datovanie Cambela et al. (1977) z Beňušskej doliny, ale tá je z granitových mobilizátov staršieho veku v rulách.

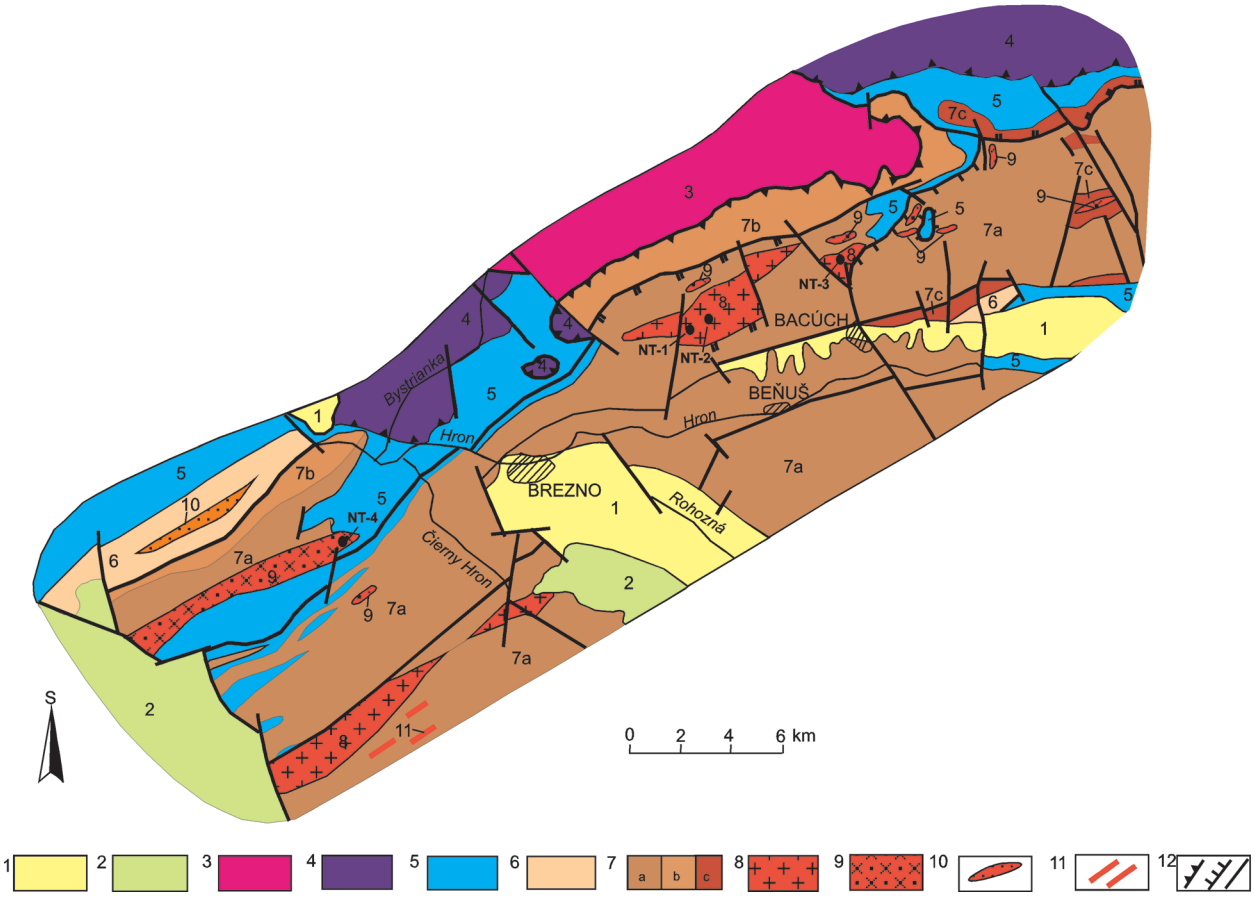
Vzhľadom na uvedené súvislosti v práci dopĺňame chýbajúce geochronologické dáta o magmatických telesách na južných svahoch Nízkych Tatier a o porfyroidoch ľubietovského pásma pri Osrblí. Zaoberáme sa aj ich zaradením v širších geotektonických súvislostiach severného veporika.

Metodika

Granitoidy a porfyroidy severoveporickej jednotky sa datovali na monazitoch z výbrusov mikrosondou a sčasti aj ICP MS metódou z izolovaných zŕn zirkónov.

Datovanie monazitov chemickou (U-Th-Pb) metódou sa vykonalo na mikrosonde Cameca SX 100 (ŠGÚDŠ). Meranie prebiehalo pri urýchľovacom napätí 15 kV, vzorkovom prúde 250 nA, šírke lúča 2–5 μm (P. Konečný et al., 2004). Prepočet vekov je podľa Montela et al. (1996).

Pri vzorke NT-2 sa vek kyslých magmatitov určoval aj konvenčnou izotopickou metódou na zirkónoch. Išlo o U-Pb datovanie zirkónov laserovým odparovaním (LA-ICP-MS metóda) na prístroji VG PlasmaQuad 3 kombinovaný s laserovou mikrosondou na 266 NdYAG VG, ktorý je na Karlovej univerzite v Prahe. Laser produkoval energiu 0.7 mJ/pulzov pri 10 Hz. Laserový luč mal šírku 100 μm. Pri odparovaní sa pohyboval na vzorke (otvorený zirkón) v lineárnych smeroch. Meralo sa 60 s a potom nasledovalo meranie U a Pb signálu.



Obr. 1. Geologická pozícia permských magmatických produktov v severnom veporiku a lokalizácia datovaných vzoriek. 1 – terciérne sedimenty, 2 – neovulkanity, 3 – tatrikum vcelku, 4 – hronikum vcelku, 5 – obalové mezozoikum severného veporika, 6 – permské sedimenty, 7 – kryštalinikum severného veporika: 7a – metamorfity vcelku, 7b – ortoruly a amfibolity ľubietovského pásma, 7c – mezohercýnske granitoidy, 8–11 – permské magmatity: 8 – leukokratné, miestami porfyrické granitoidy, 9 – porfyroidy a granitové porfýry, 10 – vulkanity v permských sedimentoch, 11 – žily mikroaplitov, 12 – tektonické línie: a – hranice hlavných tektonických jednotiek, b – hranice ďalších tektonických jednotiek, c – zlomy.

Fig. 1. Geological position of Permian magmatic products in the Northern Veporicum and location of dated samples. 1 – Tertiary sediments, 2 – neovolcanics rocks, 3 – Tatricum undivided, 4 – Hronicum undivided, 5 – Mesozoic cover rocks of the Northern Veporicum, 6 – Permian sediments, 7 – crystalline rocks of the Northern Veporicum: 7a – metamorphites undivided, 7b – orthogneises and amphibolithes of the Ľubietová zone, 7c – Mesohercynian granitoids, 8–11 – Permian magmatites: 8 – leucocratic, locally porphyric granitoids, 9 – porphyroides and granite-porphyres, 10 – volcanites in Permian sediments, 11 – microaplites weins, 12 – tectonic lines: a – main tectonic units boundaries, b – other tectonic units boundaries, c – faults.

Výsledky

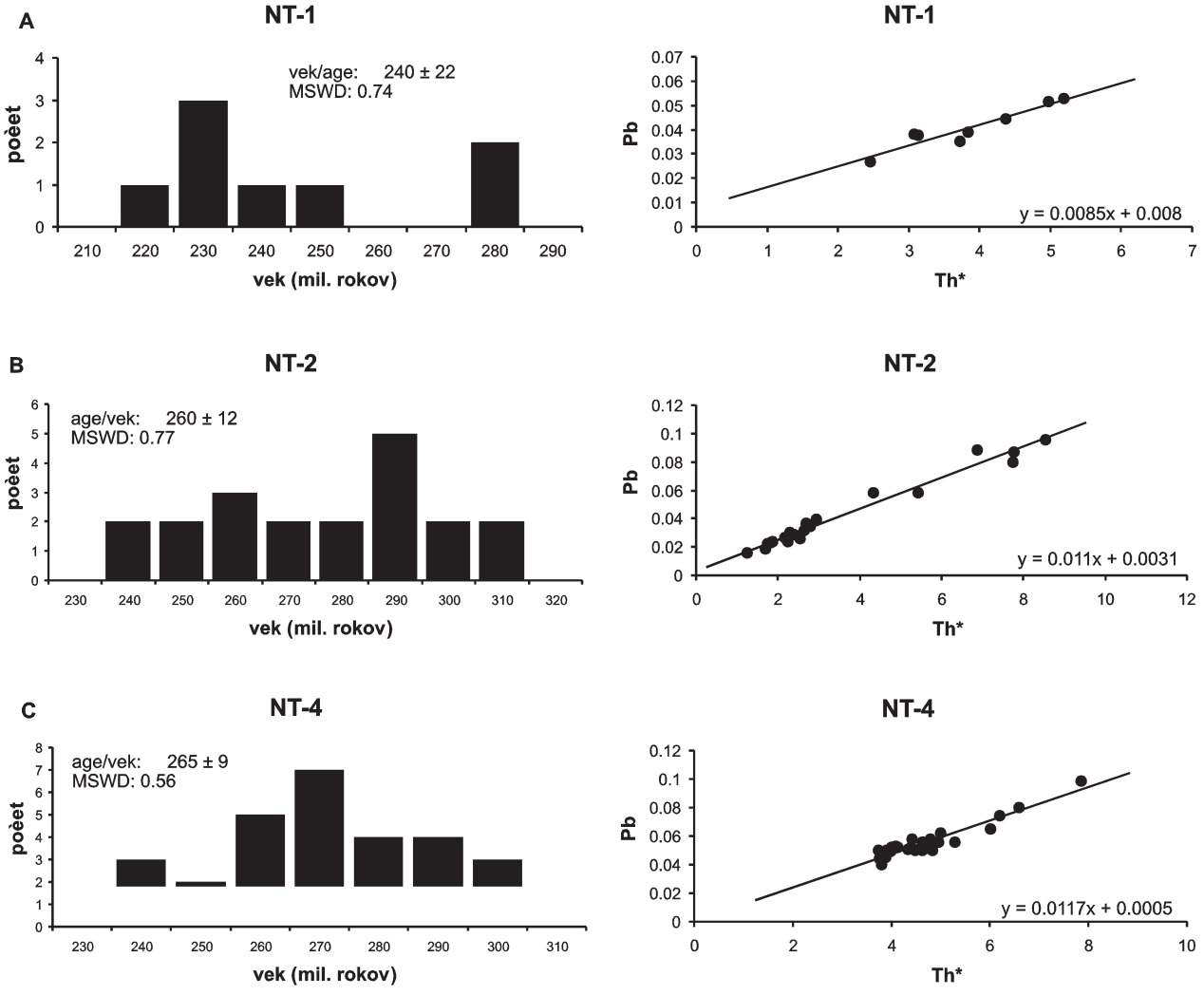
Granitoidy južného svahu Kráľovohoľských Tatier sa charakterizovali tromi vzorkami: NT-1 Beňuš, Nízke Tatry, Veľká Beňušská dolina, bralo cca 4,5 km od ústia doliny, 1,5 km SSV od kóty Kráľovská hora; NT-2 cca 2 km na S od Braväcova, Nízke Tatry; asfaltová cesta (traverz) odber z brala v Hlbokej doline nad Tajch; NT-3 3 km na S od Bacúcha, východ na sútoku Krškovej a Bacúšskej doliny; NT-4 charakterizuje teleso porfyroidov v ľubietovskom pásme pri Osrblí – je zo sutiny nad ihriskom na južnom okraji Osrblia (obr. 1).

Petrografický a mineralogický opis

Granitoidy vystupujúce v telese nad Beňušom a Braväcovom sú veľmi intenzívne alterované (NT-1, 2, 3). Plagioklas je sericitizovaný a sericit lokálne rekryštalizoval na väčšie muskovitové lupene. Len veľmi zriedka sa zachovalo ich dvojčatenie. Draselný živec je intersticiálny a uzaviera aj staršie plagioklasy – albity. Čiastočne je mikroklinizovaný a jemne pertitický a objemovo je ho 6 až 7 %. Biotit, korého je v hornine do 5 obj. %, je tmavohnedý, hypidiomorfný silne chloritizovaný a má odmiešanú podstatnú časť Ti zložky do pomerne hrubých tyčiniek, pravdepodobne titanitu a rutilu. Kremeň je čiastočne undulózny a rekryštalizovaný. Granitoidy v intruzívnom telese možno označiť ako leukotonality (až granodiority).

Vo vzorke NT-3 sa študovala aj typológia zirkónov, ktoré sú číre a len veľmi málo metamiktné. Dominujú nízke subtypy L a S (L_1, S_1), čo je typické pre kôrový vývoj. Podiel zirkónových subtypov je: L_1 29 %, L_2 13 %, L_3 6 %, Q_1 6 %, S_1 23 %, S_2 6 %, S_3 13 %, S_{12} 3 % (počet zŕn 50).

Porfyroid NT-4 má subvulkanický charakter. Základná hmota je tvorená jemnozrnným sericitom, alotriomorfným kremeňom a lištovitým zdvojčateným živcom – pravdepodobne K živcom. Výrastlicami sú len kremene veľké do 3 mm. Kremeň je často výrazne korodovaný, čo



Obr. 2. Histogramy a izochróny monazitových datovaní. a – vzorka NT-1 (Beňuš), b – vzorka NT-2 (Braväcovo), c – vzorka NT-4 (Osrblie).

Fig. 2. Histograms and isochrons of monazite dating. a – sample NT-1 (Beňuš), b – sample NT-2 (Braväcovo), c – sample NT-4 Osrblie.

Tab. 1
Výsledky datovania monazitu chemickou izochrónovou metódou
Results of monazite dating by CHIME method

	U (ppm)	Pb (ppm)	Y (ppm)	U kor	U 1s	Th	Th 1s	Pb korr	Pb 1s	Th*	Th* 1s	vek	1s
NT-2													
mnz_1/1	0,1262	0,0311	0,4763	0,1083	0,0087	1,380	0,014	0,0220	0,0046	1,727	0,042	284,5	64,5
mnz_1/2	0,1107	0,0282	0,4779	0,0925	0,0087	1,401	0,014	0,0190	0,0045	1,697	0,042	251,1	64,7
mnz_2/1	0,1533	0,0456	0,5959	0,1223	0,0088	2,385	0,017	0,0343	0,0046	2,776	0,046	276,2	40,5
mnz_2/2	0,1428	0,0703	0,5341	0,0903	0,0086	4,037	0,022	0,0579	0,0045	4,326	0,049	299,6	26,0
mnz_3/1	0,1518	0,0400	0,5067	0,1273	0,0086	1,883	0,015	0,0301	0,0045	2,290	0,043	293,5	47,8
mnz_3/2	0,1344	0,0340	0,5189	0,1099	0,0085	1,882	0,015	0,0239	0,0044	2,233	0,043	240,1	48,0
mnz_3/3	0,1233	0,0333	0,5185	0,1034	0,0085	1,531	0,014	0,0236	0,0044	1,862	0,041	283,4	58,1
mnz_3/5	0,1084	0,0325	0,5186	0,0884	0,0087	1,537	0,015	0,0228	0,0046	1,820	0,042	280,1	61,2
mnz_3/7	0,0944	0,0251	0,5556	0,0817	0,0084	0,981	0,012	0,0156	0,0044	1,242	0,039	280,4	86,3
mnz_3/9	0,1540	0,0482	0,6177	0,1243	0,0089	2,285	0,017	0,0367	0,0046	2,683	0,045	306,1	42,0
mnz_3/10	0,1753	0,0514	0,6565	0,1432	0,0089	2,473	0,018	0,0394	0,0046	2,931	0,046	300,4	38,9
mnz_3/11	0,1560	0,0372	0,5878	0,1284	0,0089	2,121	0,017	0,0262	0,0046	2,532	0,045	232,0	43,9
mnz_3/12	0,1611	0,0424	0,5910	0,1324	0,0089	2,211	0,017	0,0313	0,0046	2,634	0,045	265,9	42,8
mnz_3/13	0,1541	0,0375	0,5927	0,1314	0,0088	1,746	0,015	0,0268	0,0046	2,166	0,043	277,1	51,4
mnz_4/1	0,2246	0,1038	0,5654	0,1412	0,0091	6,414	0,029	0,0887	0,0048	6,866	0,058	289,2	17,3
mnz_4/2	0,1989	0,1026	0,4968	0,1022	0,0088	7,441	0,031	0,0872	0,0046	7,768	0,059	251,5	14,7
mnz_4/3	0,2059	0,0949	0,5041	0,1100	0,0090	7,377	0,031	0,0795	0,0047	7,729	0,060	230,5	15,0
mnz_4/4	0,2378	0,1117	0,4665	0,1323	0,0089	8,117	0,032	0,0959	0,0047	8,540	0,061	251,6	13,5
mnz_4/6	0,1418	0,0711	0,4426	0,0745	0,0089	5,175	0,025	0,0585	0,0047	5,413	0,054	242,2	21,1
mnz_4/7	0,1382	0,0385	0,4748	0,1117	0,0085	2,035	0,016	0,0287	0,0045	2,393	0,043	268,7	45,5
NT-1													
mon 1 ana 1	0,0914	0,0745	0,2978	0,0514	0,0087	4,884	0,024	0,0566	0,0051	5,048	0,052	249,4	22,0
mon 1 ana 2	0,0573	0,0604	0,2679	0,0261	0,0087	3,806	0,021	0,0427	0,0051	3,890	0,049	244,7	29,1
mon 1 ana 3	0,0115	0,0348	0,4002	0,0000	0,0087	1,807	0,015	0,0160	0,0050	1,807	0,043	198,8	61,4
mon 1 ana 4	0,0210	0,0400	0,1954	0,0076	0,0087	1,634	0,015	0,0229	0,0049	1,658	0,043	307,0	66,1
mon 1 ana 5	0,0447	0,0600	0,4186	0,0196	0,0087	3,065	0,019	0,0411	0,0050	3,128	0,047	292,0	35,6
mon 1 ana 6	0,0329	0,0475	0,3111	0,0128	0,0087	2,457	0,017	0,0294	0,0050	2,497	0,045	262,5	44,5
mon 2 ana 1	0,0526	0,0462	0,3804	0,0270	0,0087	3,119	0,019	0,0276	0,0050	3,205	0,047	192,0	34,9
mon 2 ana 2	0,0825	0,0598	0,6887	0,0529	0,0087	3,613	0,021	0,0387	0,0051	3,782	0,049	227,8	29,5
mon 2 ana 3	0,0969	0,0795	0,7342	0,0551	0,0087	5,097	0,025	0,0580	0,0051	5,273	0,053	245,2	21,6
mon 3 ana 1	0,0874	0,0699	0,6970	0,0524	0,0087	4,265	0,023	0,0487	0,0051	4,433	0,051	244,7	25,3
mon 4 ana 1	0,0454	0,0598	0,4015	0,0199	0,0087	3,115	0,019	0,0410	0,0051	3,178	0,047	286,9	35,2
NT-4													
mnz dat 1/1	0,5508	0,0823	1,0091	0,4934	0,0098	4,415	0,023	0,0648	0,0048	6,008	0,055	242,3	19,4
mnz dat 1/2	0,1128	0,0523	0,5635	0,0662	0,0088	3,585	0,021	0,0401	0,0046	3,798	0,049	236,6	29,6
mnz dat 2/1	0,1651	0,0880	0,4471	0,0881	0,0087	5,920	0,027	0,0746	0,0046	6,205	0,055	269,4	18,3
mnz dat 2/2	0,1992	0,0943	0,4938	0,1184	0,0090	6,213	0,028	0,0801	0,0047	6,596	0,057	272,3	17,8
mnz dat 2/3	0,1456	0,0681	0,4954	0,0847	0,0088	4,686	0,024	0,0555	0,0047	4,959	0,052	250,7	23,2
mnz dat 2/4	0,0820	0,0698	0,4655	0,0256	0,0085	4,340	0,023	0,0578	0,0046	4,423	0,050	292,6	25,5
mnz dat 2/5	0,0658	0,0645	0,4839	0,0131	0,0087	4,055	0,022	0,0526	0,0046	4,098	0,050	287,4	27,9
mnz dat 3/1	0,0833	0,0637	0,6306	0,0241	0,0087	4,555	0,024	0,0498	0,0047	4,633	0,052	241,1	24,6
mnz dat 4/1	0,1768	0,0766	0,6870	0,1167	0,0087	4,624	0,023	0,0621	0,0046	5,002	0,051	278,2	22,5
mnz dat 4/2	0,6942	0,1218	1,4513	0,6182	0,0100	5,844	0,027	0,0984	0,0047	7,846	0,059	281,6	15,0
mnz dat 5/1	0,0915	0,0699	0,4589	0,0304	0,0088	4,699	0,024	0,0576	0,0047	4,797	0,052	269,0	23,9
mnz dat 5/2	0,0717	0,0636	0,4246	0,0152	0,0087	4,347	0,023	0,0520	0,0046	4,396	0,051	265,0	25,9
mnz dat 6/1	0,1057	0,0699	0,6219	0,0384	0,0088	5,174	0,025	0,0555	0,0047	5,298	0,054	234,9	21,8
mnz dat 6/2	0,0949	0,0698	0,5667	0,0336	0,0086	4,712	0,024	0,0564	0,0045	4,821	0,051	262,2	23,1
mnz dat 6/3	0,0696	0,0610	0,4513	0,0185	0,0085	3,928	0,021	0,0496	0,0045	3,988	0,049	278,3	28,0
mnz dat 7/1	0,0724	0,0669	0,3822	0,0125	0,0085	4,609	0,023	0,0555	0,0046	4,649	0,051	267,2	24,3
mnz dat 7/2	0,0750	0,0615	0,3839	0,0175	0,0086	4,425	0,023	0,0502	0,0046	4,482	0,050	251,2	25,1
mnz dat 7/3	0,0892	0,0654	0,4113	0,0300	0,0088	4,556	0,024	0,0537	0,0047	4,653	0,052	258,7	24,8
mnz dat 7/5	0,0980	0,0674	0,9585	0,0433	0,0086	4,207	0,022	0,0506	0,0046	4,347	0,050	260,8	25,7
mnz dat 8/1	0,0754	0,0673	0,3706	0,0160	0,0087	4,571	0,024	0,0560	0,0046	4,623	0,051	271,4	24,7
mnz dat 8/2	0,0570	0,0548	0,3455	0,0084	0,0087	3,741	0,021	0,0446	0,0047	3,768	0,049	265,1	30,3
mnz dat 8/3	0,0654	0,0604	0,3420	0,0154	0,0087	3,845	0,022	0,0501	0,0047	3,895	0,050	288,1	29,6
mnz dat 8/5	0,0598	0,0609	0,4126	0,0116	0,0087	3,704	0,021	0,0501	0,0047	3,742	0,049	299,5	30,9
mnz dat 8/6	0,0622	0,0548	0,4406	0,0132	0,0087	3,772	0,021	0,0436	0,0046	3,814	0,049	256,2	29,7
mnz dat 8/7	0,0810	0,0561	0,4177	0,0318	0,0087	3,788	0,022	0,0451	0,0046	3,891	0,049	259,9	29,1
mnz dat 8/8	0,0794	0,0622	0,4211	0,0173	0,0088	4,780	0,024	0,0502	0,0047	4,835	0,052	232,8	23,5
mnz dat 8/9	0,0657	0,0630	0,3965	0,0124	0,0085	4,100	0,022	0,0519	0,0046	4,140	0,049	280,9	27,2
mnz dat 8/10	0,0652	0,0631	0,3774	0,0138	0,0085	3,954	0,022	0,0524	0,0045	3,999	0,049	293,1	28,0

Tab. 2
Výsledky konvenčného U/Pb datovania zirkónov ICP MS metódou
Results of conventional U/Pb zircon dating by ICP MS method

vzorka/sample	nameraný pomer/measured ratio					veky (mil. rokov)/ages (Ma)			
bod/spot	$^{207}Pb/^{235}U$	7/5 err	$^{206}Pb/^{238}U$	6/8 err	Rho	$^{207}Pb/^{235}U$	1 sigma	$^{206}Pb/^{238}U$	1 sigma
NT-2-10	0,6282	0,0295	0,0837	0,0033	0,42	495,0	18,4	518,1	19,9
NT-2-13	0,3550	0,0271	0,0438	0,0028	0,42	308,5	20,3	276,6	17,5
NT-2-33	0,3277	0,0293	0,0393	0,0026	0,37	287,8	22,4	248,5	16,1
NT-2-50	0,4637	0,0342	0,0449	0,0020	0,30	386,8	23,7	283,3	12,2
NT-2-28	1,1113	0,0777	0,1068	0,0071	0,48	758,8	37,4	653,9	41,3

Vysvetlivky: err – chyba stanovenia 1 sigma; Rho – korelácia chýb/Explanation: err – error 1 sigma; Rho – error correlation

svedčí o subvulkanickej povahe horniny. Okrem neho je zastúpený aj biotit a zriedkavé sú lišty plagioklasu.

Zirkóny vo vzorke NT-4 majú kôrový charakter a vyvíjali sa v dvoch etapách. V prvej sa tvorili zirkóny nižších subtypov S (S_2 a S_3) a v druhej subtypu L. Zrejme to súvisí s etapovitým umiestňovaním magmy. Zirkónové subtypy sú zastúpené takto: L_1 2 %, L_2 2 %, L_5 2 %, G_1 24 %, S_1 7 %, S_3 17 %, S_4 7 %, S_5 2 %, P_1 2 %, Q_2 2 %, S_6 2 %, S_{10} 24 %, P_2 5 % (počet zŕn 50).

Datovanie monazitov

Monazit sa datoval zo vzoriek kyslých magmatitov severného veporika, lebo obsahovali dostatok veľkých monazitov, ktoré vo vzorke NT-1 sú dlhé dokonca aj vyše 500 μm. Chemickú variabilitu monazitov, pokiaľ ide o obsah Th, U, ilustrujú izochróny (obr. 2). Vek v podobe váženého priemeru sme vypočítali programom ISOPLOT (Ludwig, 2001). Chyba je uvedená v 2σ.

Vzorky granitoidných hornín indikujú permský vek. Leukokratný tonalit z Beňuša (NT-1) poskytol vek 240 ± 22 miliónov rokov, ale vysoký kladný intercept indikuje vek na hornej hranici chyby čiže okolo 260 miliónov rokov. Skutočný vek tejto vzorky je vyšší ako zistený priemer. Reálnejší vek s menším interceptom sa získal zo vzorky leukokratného tonalitu z toho istého telesa nad Braväcovom (NT-2), kde 20 bodov definuje vážený priemer 260 ± 12 mil. rokov, čo je vek na hranici stredného a vrchného permu. Datovanie monazitov z granitového porfýru z Osrblia poskytlo strednopermský vek resp. generovanie magmy v epoche Guadalupianu 265 ± 9 (vz. NT-4). Z hľadiska priebehu izochróny je vek získaný zo vzorky NT-4 s interceptom blízkym nule najspoľahlivejší. Genéza monazitov všetkých študovaných kyslých magmatitov sa teda viaže na stredný alebo vrchný perm (obr. 2).

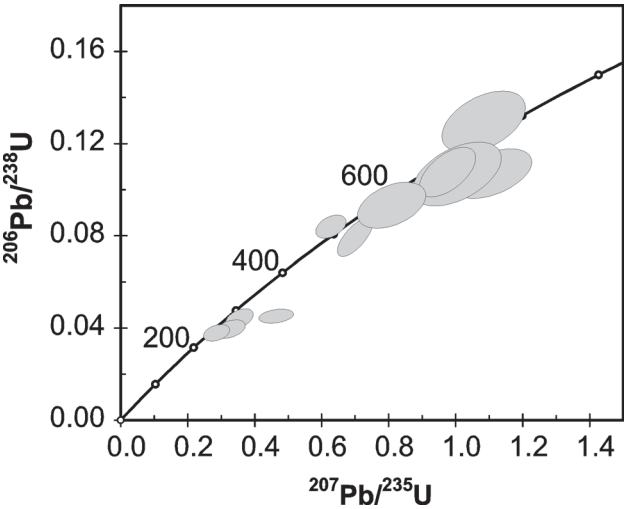
U-Pb datovanie zirkónov

Pri vzorke NT-2, ktorá je z oblasti Braväcova, malý počet vhodných zirkónov na datovanie neumožnil spoľahlivé vekové určenie, ale z údajov, ktoré sú k dispozícii z hľadiska pomeru $^{206}U/^{238}Pb$, všetko poukazuje na ich genézu v perme resp. v diapazóne od 283 po 249 miliónov rokov (obr. 3, tab. 2). Zistený vek 400 až 750 miliónov rokov interpretujeme ako vek zdedených zirkónov.

Diskusia

Evolúcia kyslých magmatitov v ľubietovskom pásme a jeho pokračovanie v Nízkych Tatrách

Strednopermský až vrchnopermský vek kyslých magmatitov zistený CHIME datovaním monazitov leukotonalitov až granodioritov a porfyroidov – indikuje vzorka NT-2, 4 (260–265 mil. rokov) (obr. 2). Vnútorná stavba monazitov s vnútornou oscilačne zonálnou stavbou zjavne svedčí o ich primárne magmatickom pôvode. Permský vek pri vzorke NT-2 sa indikoval aj konvenčným datovaním zirkónov ICP MS metódou. Predpokladáme, že skoro po intrúziách, ktoré dosiahli až subvulkanickú hĺbku, prebehli naložené metamorfné udalosti, čo indikuje aj alterácia monazitov z okraja, ich premena na REE epidoty, ako aj celkovo intenzívna premena hornín. Chemické datovanie jednoznačne potvrdilo permský vek študovaných magmatitov, ale vek hlbinných granitoidov v porovnaní so subvulkanickými a vulkanickými členmi je možno nižší. Petrografická analýza ukázala, že granitoidné horniny majú vápenato-alkalický charakter a potvrdzuje to aj typológia zirkónov. Subalkalický charakter granitoidov (typu A) sa nepotvrdil.



Obr. 3. Zobrazenie výsledkov konvenčného U/Pb datovania zirkónov.

Fig. 3. Plot of the results of conventional U/Pb zircon datings.

Kyslé magmatity vystupujúce v ľubietovskom pásme pokračujú ďalej do Kráľovohoľských Tatier. Ide o pásmový permský magmatizmus, ktorý bol spätý s tektonickými pohybmi na zlomoch a s metamorfózou. Vek zistenej permskej nízkotlakovej a strednoteplotnej metamorfózy (500 až 600 °C a 300 MPa) v severnom veporiku na 278 ± 5 a 275 ± 12 miliónov rokov stanovil Jeřábek et al. (2008).

Pásmový magmatizmus a zlomová tektonika

Geochronologické údaje z kyslých magmatitov v severoveporskom kryštaliniku Nízkych Tatier a granitových porfýrov a porfyroidov ľubietovského pásma umožnili definovať pestrý permský magmatický komplex v severnom veporiku. Je veľmi vzácne, že sa v nie veľmi vzdialených zónach zachovali v podstate všetky produkty tohto kyslého magmatizmu – od hlbinných intruzívnych hornín v oblasti Braväcova a Hrončoka cez hypoabysálne intrúzie typu granitových porfýrov v ľubietovskom pásme a žilné horniny mikroaplitov až po efuzívne telesá v permských sedimentoch. Príčinou je intenzívna zlomová tektonika, ktorá sa začala už v perme a bola príčinou rozličnej úrovne zrezu v jednotlivých blokoch. Typickým príkladom je zlom oddeľujúci ľubietovské permské sedimenty od kryštalinika bez sedimentárneho permského obalu, ale s intrúziami granitových porfýrov, pričom obidva bloky majú spoločný mezozoický obal (obr. 1).

Permské magmatity sa viažu na strižné zóny permského veku (napr. Petrík et al., 1995; Bezák, 2002) reaktivované aj pri kriedových tektonických procesoch v kompresných, ako aj v transpresných etapách (napr. Hók a Hraško, 1990). Azda najdôležitejším výsledkom zistenia pásmového priebehu permského magmatického komplexu v severnom veporiku je jeho pokračovanie z ľubietovského pásma do Kráľovohoľských Tatier napriek mnohým mladším naloženým deformáciám v paleoalpínskom aj v neoalpínskom období. Odôvodnene možno predpokladať, že ide o pokračovanie nielen porfyroidov a granitov, ale aj vysokometamorfného komplexu (ortoruly, amfibolity) a tiež retrográdne premenených metamorfitov a fylonitov. Z toho vyplýva, že sa ľubietovské pásmo nekončí v doline Hrona, ale pokračuje ďalej na SV v pásme pozdĺž čertovickej línie. Permské granitoidy boli zistené aj v oblasti Kráľovej hole (Finger et al., 2003), čo môže indikovať nadväznosť na granity Hrončoka.

Strižné zóny

Priebeh pásiem z ľubietovskej a kraklovskej zóny je prerušený najmä poklesnutým blokom s výskytom mýtňanského mezozoika a ďalšími zlomami limitujúcimi Horehronské podolie. Určitý posun v priebehu pásiem je daný tým, že v bloku severného veporika v Nízkych Tatrách sa oveľa výraznejšie prejavila násunová tektonika ako v ľubietovskom bloku. To okrem iného pravdepodobne spôsobilo aj pohltenie permských sedimentov, ako aj celého pásma granitových porfýrov. Výsledkom intenzívnych násunov je aj vysunutie pásma intruzívnych permských hornín na SZ. Ide o posun granitoidov v severnom veporiku Kráľovohoľských Tatier voči priebehu granitov hrončockého typu.

Dôležitým aspektom vystupovania permských magmatických hornín je väzba na strižné zóny permského veku (Bezák, 2002), ktoré sprevádzala intenzívna mylonitizácia a tiež zrudňovacie procesy, ktorých zdrojom môže byť práve spomenutý magmatizmus. Dokladom v prospech permského veku zón je to, že napríklad Cu zrudnenie v ľubietovskom pásme neprechádza do obalového mezozoika, ako aj permské Ar/Ar veky novotvorených muskovitov na mylonitových plochách (Dalmeyer et al., 1993). Staršie strižné zóny sa využívali aj v mladších tektonických etapách, najmä v paleoalpínskom štádiu v kriede. Priebeh zón prerušovali aj mladšie tektonické pohyby v extenznom neoalpínskom štádiu.

Obr. 4. Permský leukotonalit z Veľkej Beňušskej doliny severne od Beňuša.

Fig. 4. Permian leucotonalite from Veľká Beňušská dolina valley north of Beňuš.

Obr. 5. Deformovaný granitoid z Bacúšskej doliny severne od Bacúcha.

Fig. 5. Deformed granitoid from Bacúšska dolina valley north of Bacúch.

Záver

Práca prináša geochronologické údaje o permskom veku magmatických hornín v severnom veporiku, ktoré tam umožnilo definovať pásmový postorogénny permský magmatický komplex skladajúci sa z abysálnych, hypoabysálnych (subvulkanických) a vulkanitov členov, ktoré mali vápenato-alkalický charakter. Pravdepodobne hlbinné magmatity sa generovali pred cca 260–240 miliónmi rokov. Hypoabysálne a vulkanické členy sú možno staršie (265 ± 9 mil. rokov), aj keď vekový rozdiel nie je štatisticky významný. Pre rozličný erózny zrez v jednotlivých blokoch vystupujú vedľa seba rozličné produkty tohto komplexu – vulkanity, žilné horniny, podpovrchové intrúzie a hlbinné intrúzie, pričom dominujú (leuko)tonality až granodiority. (Leuko)tonality a granodiority prevládajú v severnej časti pásma, porfyrické granity sú na J (granit hrončockého typu). Dôležitým aspektom výskytu permských magmatitov je ich väzba na severovýchodne orientované strižné zóny. Predpokladáme, že po strednopermských/vrchnopermských intrúziách prebehla hydrotermálna alterácia, mylonitizácia a pravdepodobne aj zrudňovanie.

Poďakovanie. Práca bola financovaná projektom 16 06 Aktualizácia geologickej stavby SR a projektom VEGA 7076.

Literatúra

Bezák, V., 2002: Hercynian and Alpine strike-slip tectonics: A dominant element of tectonic development of the Inner Western Carpathians. *Geol. Carpath., 53, special issue.*

Cambel, B., Ščerbak, N. P., Kamenický, L., Bartnickij, E. N. & Veselský, J., 1977: Information on geochronology of the Western Carpathian crystalline complex based on the U-Th--Pb method data. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 2, 243–259.* (in russian)

Dallmeyer, R. D., Neubauer, F. & Putiš, M., 1993: $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral age controls for the Pre-Alpine and Alpine tectonic evolution of nappe complexes in the Western Carpathians. *Excursion quide, PAEWCR Conference, 199, 11–20.*

Gaab, A. S., Poller, Janák, M., Kohút, M. & Todt, W., 2005: Zircon U-Pb geochronology and isotopic characterization for the pre-Mesozoic basement of the Northern Veporic Unit (Central Western Carpathians, Slovakia). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 85, 69–88.*

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

Jeřábek, P., Janák, M., Faryad, S. W., Finger, F. & Konečný, P., 2008: Polymetamorphic evolution of pelitic schists and evidence for Permian low-pressure metamorphism in the Vepor Unit, West Carpathians. *J. metamorphic Geol., 26, 465–485.*

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

Kohút, M., Frank, W. & Petro, M., 2000: The Sparistá dolina granitic mylonites: The products of the Alpine deformation. *Slov. geol. mag., 6, 4, 347–361.*

Kohút, M., 2002: Hercýnske granity ako potenciálny zdroj mineralizácie kryštalinika Západných Karpát. *Mineralia Slov., 34, 1, 1–18.*

Konečný, P., Siman, P., Holický, I., Janák, M. & Kollárová, V., 2004: Metodika datovania monazitu pomocou elektrónového mikroanalyzátora. *Mineralia Slov., 36, 225–235.*

Krist, E., 1977: Leptite rocks in the crystalline complex of the Central West Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 32, 45–55.*

Kotov, A. B., Miko, O., Putiš, M., Korikovsky, S. P., Salnikova, E. B., Kovach, V. P. & Yakovleva, S., 1996: U-Pb dating of zircons of postorogenic acid metavolcanics and metasubvolcanics: A record of Permian-Trassic taphrogeny of the West-Carpathians basement. *Geol. Carpath., 47, 73–79.*

Kubíny, D., 1959: Poznámky o tektonickom postavení a veku "hrončockej" žulovej intrúzie. *Geol. Práce Zpr., 15, 33–42.*

Ludwig, K. R., 2001: User manual for Isoplot/Ex ver. 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronological Centre Special Publications 1a, 1–56.*

Mahel, M., et al., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M-34-XXVI Banská Bystrica. *ÚÚG Bratislava.*

Miko, O., 1981: Strednopaleozojskaja vulkanogenno-osadočnaja tolšča Janovogo grunja v veporidnom kristallinike Nizkich Tatr. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 465–474.*

Miko, O., Kátlovský, V. & Cubínek, J., 1982: Zmeny minerálneho zloženia niektorých veporidných granitoidných hornín pri alpínskej dislokačnej metamorfóze. Metamorf. procesy v ZK. *Konf., sym., sem., Bratislava, GÚDŠ, 45–52.*

Miko, O. & Ivanička, J., 1993: Formácia Jánovho grúňa severovýchodne od Mýta pod Ďumbierom. *Mineralia Slov., 25, 4, 274–276.*

Montel, J. M., Foret, S., Vechambre, M., Nicollet, Ch. & Provost, A., 1996: Electron microprobe dating of monazite. *Chem. Geol., 131, 37–53.*

Nagy, G., 2003: Problems of monazite dating by EMPA. *Acta Mineralogica Petrographica, Abstract series 1, 76.*

Petrík, I., Broska, I., Bezák, V. & Uher, P., 1995: Granit typu Hrončok – hercýnsky granit A typu v strižnej zóne. *Mineralia Slov., 27, 351–364.*

Petrík, I., 1996: Nie leptit, ale mikroaplit: genetická reinterpretácia horninového typu zo Západnej časti veporika. *Mineralia Slov., 28, 45–55.*

Putiš, M., Kotov, A. B., Uher, P., Salnikova, J. B. & Korikovsky, S. P., 2000: Triassic age of the Hrončok Pre-Orogenic A-type granite related to continental rifting: A new result of U-Pb isotope dating (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 51, 1, 59–66.*

Uher, P., Putiš, M., Ondrejka, M., Kohút, M. & Sergeev, S., 2008: Postorogénne granity typu A v Západných Karpatoch – nové výsledky datovania zirkónu metódou SHRIMP. *Mineralia Slov., 40, Geovestník.*

Vozárová, A., 1998: Late Hercynian development in the Central Western Carpathians. *In: M. Rakús (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava, 41–45.*

Rukopis doručený 9. 1. 2009
Rukopis akceptovaný 9. 1. 2009
Revidovaná verzia doručená 21. 1. 2009

Permian magmatic complex in Northern Veporicum: Interpretation of new datings of acid magmatites

New geochronological data of magmatic rocks in the Northern Veporic unit are presented in this work documenting their Permian age. The Permian magmatism was active between 265–240 Ma. Based on these data, we define a Permian postorogenic magmatic belt occurring in this unit. Due to differing erosion level of particular tectonic blocks various types of magmatic rocks, i.e., abyssal, hypabyssal (subvolcanic) and volcanic members of calc-alkaline character recently outcrop on the surface. The Permian magmatic rocks are bound to the shear zones oriented NE–SW, which have experienced mylonitization, and probably are associated with known ore mineralization. Due to younger tectonic processes the shear zones are fragmented. Leucotonalites and granodiorites are dominant types in the northern part of the shear zone, porphyritic granite (Hrončok type) dominates in the southern part. Granite porphyries and porphyroids are present in all parts of the zone. It is very probable, that the Permian magmatites of the Ľubietová zone have its northeast continuation (the Nízke Tatry zone with orthogneisses and paragneisses to the south of Čertovica tectonic zone).

Mineralia Slovaca, 40 (2008), 135–140
ISSN 0369-2086

Bádenské vápnité nanofosílie z vrtu Gajary 23 (viedenská panva)

SILVIA OZDÍNOVÁ

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava
geolsisa@savba.sk

Badenian calcareous nannofossils from Gajary 23 borehole (Vienna Basin)

Two nannoplankton zones NN5 – Sphenolithus heteromorphus and NN6 – Discoaster exilis were recognized in the Middle/Upper Miocene sediments from the borehole Gajary (Vienna Basin). These zones respond to upper part of the Lower Badenian through Upper Badenian and Sarmatian. Assemblage of calcareous nannofossils was quantitatively and qualitatively rich. In the interval 1713–1714 and 1801–1806 m an increase of the species *Braarudosphaera bigelowi* and *Micrantholithus vesper* was observed indicating shallow water environment.

Key words: Badenian, biostratigraphy, calcareous nannofossils, Vienna Basin, paleoecology

Úvod

Bádenská sedimentácia sa vo viedenskej panve začala vo vrchnej časti spodného bádenu transgresívnymi pelitickými sedimentmi zodpovedajúcimi nanoplanktónovej zóne NN5 – *Sphenolithus heteromorphus* (Martini, 1971), ktorá charakterizuje spodný báden. Spodnú hranicu zóny definuje FO *Helicosphaera waltrans* a absencia druhu *Helicosphaera ampliaperta* (15,1 mil. rokov, Berggren et al., 1995). Zóna NN6 nastupuje po vrchnobádenskej transgresii, definuje ju absencia druhu *Sphenolithus heteromorphus* (13,59 mil. rokov, l. c.) a končí sa v sarmate.

Podľa foraminifer sa bádenská sedimentácia v Západných Karpatoch začína nástupom druhu *Orbulina suturalis* pri spodnobádenskej transgresii. Na základe bentických foraminifer sa báden rozdeľuje na spodnú a vrchnú lagenidovú zónu (spodný báden), zónu Spiroplectamina carinata (stredný báden), buliminovo-bolivinovú a rotáliovú zónu (vrchný báden) (Grill, 1941; Kováč et al., 2005).

Podľa vápnitého nanoplanktónu sa zóna NN5 a NN6 vo viedenskej panve určili v Devínskej Novej Vsi (Lehotayová, 1977), kde sa identifikovala zóna NN6 ako ekvivalent foraminiferovej zóny Spiroplectamina carinata, ďalej vo vrtoch Gajary 145 (NN6 a NN7) (Halásová in Kováč et al., 1996a), Gbely 141 (NN5) (Halásová in Kováč et al., 1995a), Jakubov 11 (NN5) (Halásová in Kováč et al., 1997b), Jakubov 55 (NN5 a NN6) (Halásová in Kováč et al., 1997c), Jakubov 54 (NN6 a NN7) (Halásová in Kováč et al., 1995b), Jakubov 56 (NN5) (Halásová in Kováč et al., 1998), Lozorno 1 (NN5 a NN6) (Halásová in Kováč et al., 1996b), Malacky 101 (NN5 a NN6) (Halásová in Kováč et al., 1995c), Sekule 1 (NN5 a NN6) (Halásová in Kováč et al., 1997d).

Geologická situácia

Viedenská panva patrí medzi západokarpatské molasové sedimentačné panvy. Spodnobádenské usadeniny v okrajových častiach zastupuje zlepenec kútskych a zohorských vrstiev, panvovú fáciu vrstvy vápnitého ílu a ílovca lanžhotského súvrstvia (Kováč et al., 2002).

Sedimenty „strednobádenského“ veku na východnom okraji panvy sú zastúpené v podobe terestrických aluviálnych kužeľov devínskonovoveských vrstiev hrubých 200 až 400 m. V panve ich reprezentujú polohy neritického ílu, ílovca a prachovca jakubovského súvrstvia hrubé až 500–800 m. Vo vnútropanvovej lábskej elevácii sa koncom stredného bádenu usadili telesá litotamniového vápenca (Kováč et al., l. c.).

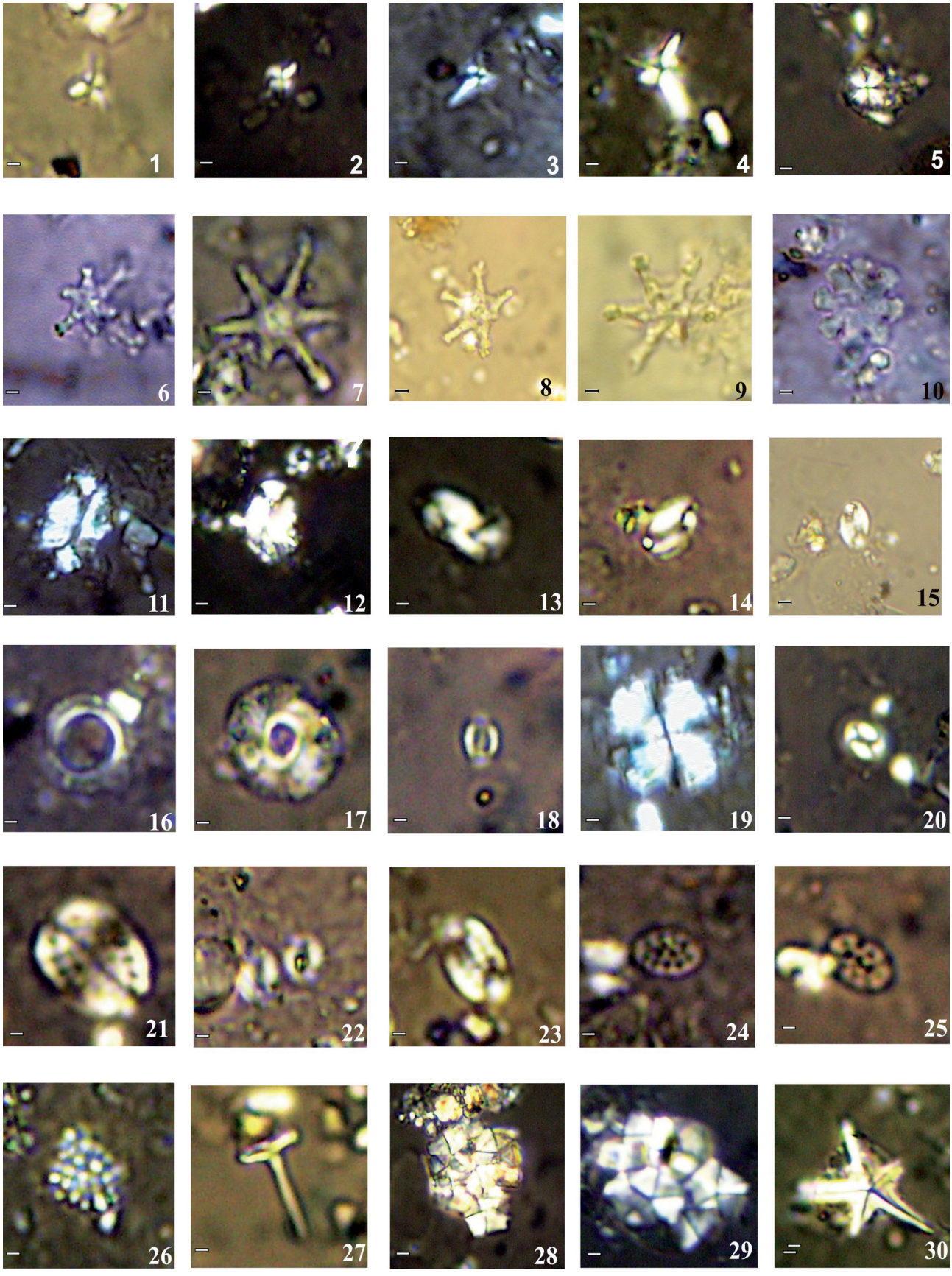
Usadeniny vrchnobádenského veku sú z transgresívnych sandberských vrstiev, v ktorých sú na východnom okraji panvy riasové biohermy. Panvovú fáciu, usadenú v podmienkach stratifikácie vodného stĺpca a zníženého obsahu O pri dne panvy, reprezentujú vrstvy morského vápnitého ílu a ílovca studienskeho súvrstvia hrubé 400–600 m. Smerom k okrajom panvy je íl a prachovec zastupovaný pieskom alebo výskytmi tmavého ílu so slojkami uhlia. V závere bádenskej sedimentácie sa sedimentačné prostredie vysladilo (l. c.).

Metodika

Vzorky na štúdium vápnitého nanoplanktónu sa odoberajú najmä z pelitických hornín (slienitých a ílovitých) s obsahom $CaCO_3$.

Na prípravu preparátov sa používa gravitačné usadzovanie: V skúmavke sa destilovanou vodou zalejú asi 3 g horniny, suspenzia sedimentuje 1–2 min, kvapalina sa nad usadenou frakciou zleje do druhej skúmavky, 45 min sa nechá usadiť pri výške vodného stĺpca 45 mm, nad usadenou frakciou sa vyleje a k frakcii sa opäť doleje destilovaná voda. Vzniknutá kvapalina sa premieša a pripraví sa z nej preparát.

Pripravené preparáty vápnitého nanoplanktónu možno pozorovať vo svetelnom alebo rastrovacom elektrónovom mikroskope.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30

Biostratigrafické a paleoekologické hodnotenie

Vrt Gajary G-23 je dokumentovaný deviatimi úsekmi jadra v rozpätí od 1199–2255 m (Kováč et al., 1997a). Obsahoval pomerne bohaté spodnobádenské a vrchnobádenské spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu patriace nanoplanktónovej zóne NN5 – *Sphenolithus heteromorphus* a NN6 – *Discoaster exilis* (obr. 1) (Halásová in Hudáčková et al., 2003).

Zóna NN5 sa stanovila v intervale 2255–1805 m podľa výskytu indexovej fosílie *Sphenolithus heteromorphus* a ďalších pre ňu typických druhov – *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Helicosphaera walichii*, *Discoaster variabilis*, *Discoaster musicus*, *Discoaster exilis*, *Umbilicosphaera rotula* a *Syracosphaera pulchra*. Vo vzorkách možno pozorovať plytkovodnejší druh *Micrantholithus vesper*, *Rhabdosphaera* sp. a *Pontosphaera multipora*, ako aj rozsievky (obr. 2).

Zóna NN6 sa stanovila v intervale 1805–1199 m najmä na základe absencie druhu *Sphenolithus heteromorphus* a výskytu pre ňu typických druhov – *Discoaster exilis*, *Sphenolithus abies* a *Triquetrorhabdulus* cf. *rugosus*. Našiel sa aj miocénny druh *Holodiscolithus macroporus*, *Umbilicosphaera rotula*, *Sphenolithus moriformis*, *Syracosphaera pulchra* a *Coronocyclus nitescens*. Vo vzorkách možno pozorovať plytkovodnejší druh *Micrantholithus vesper*, *Rhabdosphaera* sp. a *Pontosphaera multipora*, ako aj rozsievky.

Prevládajúcou zložkou nanospoločenstva (približne 50 % z celkového spoločenstva) bol druh *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Cyclicargolithus floridanus* a *Helicosphaera carteri*. Podobné zloženie sa pozorovalo i v ďalších vrtoch z neogénnych západokarpatských paniev.

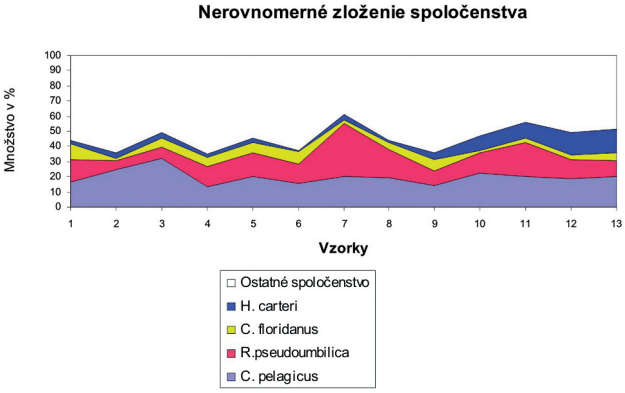
Paleoekologické hodnotenie: Zistené kvantitatívne aj kvalitatívne bohaté spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu svedčí o dobrých paleoekologických podmienkach v panve, ale zvýšený výskyt druhu *Braarudosphaera bigelowii* vo vzorkách z intervalu 1713–1714 m signalizuje zmenu salinity v sedimentačnom priestore. Druhovo chudobnejšie vápnité spoločenstvo sa našlo aj v rozpätí 1801–1806 m, čo spolu so zvýšeným výskytom rozsievok môže byť dôsledkom zvýšeného prísunu terestrického materiálu do panvy.

Diskusia

Vo vrte Gajary možno podľa spoločenstva vápnitého nanoplanktónu zóny NN5 stanoviť podzónu NN5b – *Sphenolithus heteromorphus*/*Helicosphaera walbersdorfensis*

Obr. 1. Lokalizácia vrtu Gajary G-23.

Fig. 1. Location of the borehole Gajary G-23.



Obr. 2. Zloženie nanospoločenstva vo vrte Gajary G-23.

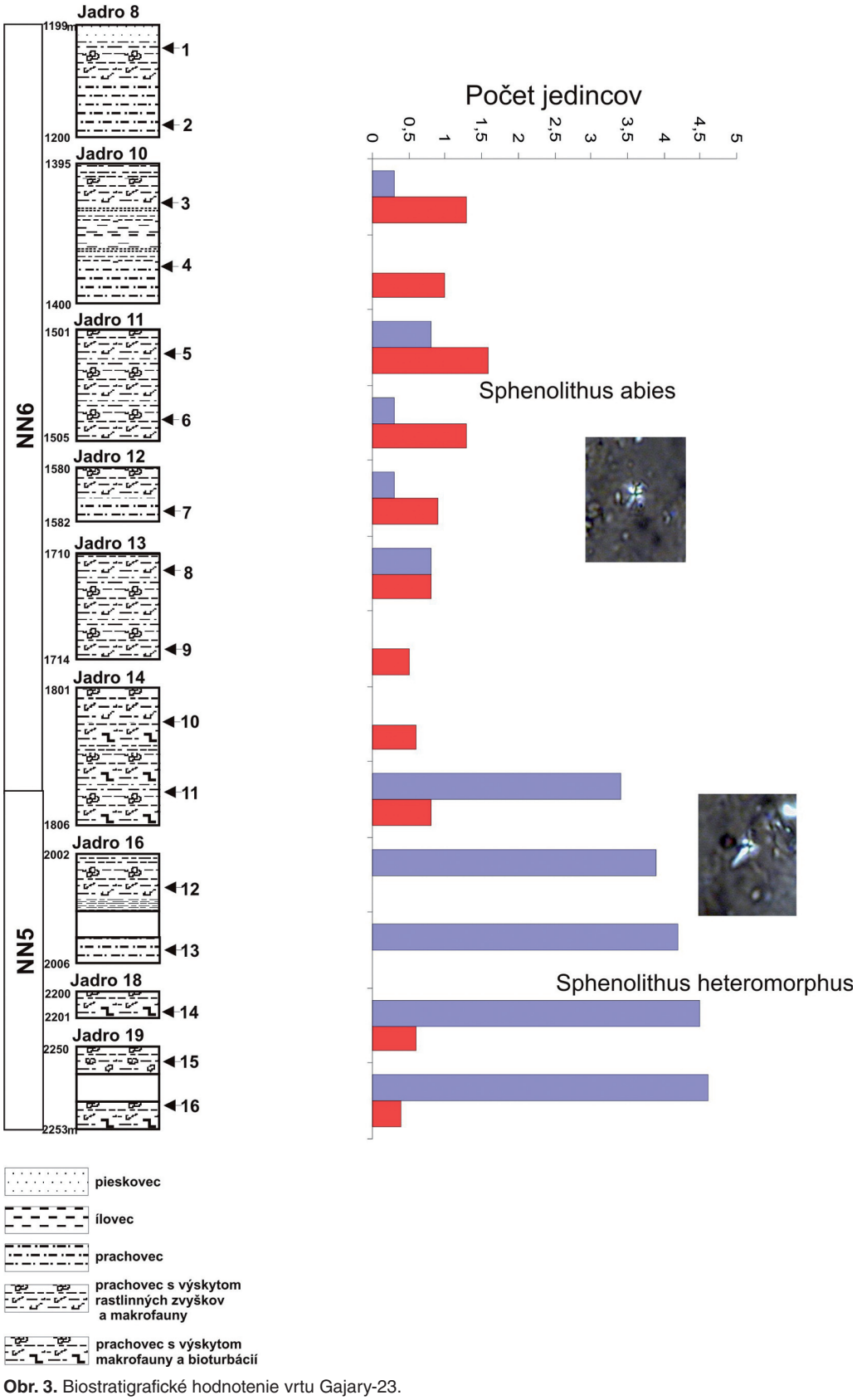
Fig. 2. Structure of nannoassemblage in borehole Gajary G-23.

(Andreyeva-Grigorovich et al., 2003), a to najmä na základe zvýšeného výskytu druhu *Helicosphaera walbersdorfensis*. Podzóna NN5c – *Sphenolithus heteromorphus*/*Discoaster brouweri* – sa vo vrte určuje pomerne ťažko, lebo sa našiel iba jeden exemplár druhu *Discoaster brouweri*. Hranica medzi zónou NN5 a NN6 sa definuje na základe úbytku druhu *Sphenolithus heteromorphus* a jeho nasledujúcej absencie.

Vrt Gajary sa biostratigraficky zhodnotil aj na základe foraminifer a ostrakód. V rozpätí 1199–1203 m sa určil spodný sarmat – zóna veľkých elfídií. Vyskytovali sa tam preplavené bádenské formy foraminifer aj ostrakód. V rozpätí od 1395–1806 m sa v zmysle Grilla (1941) určila „strednobádenská“ foraminiferová zóna *Spiroplectamina carinata*.

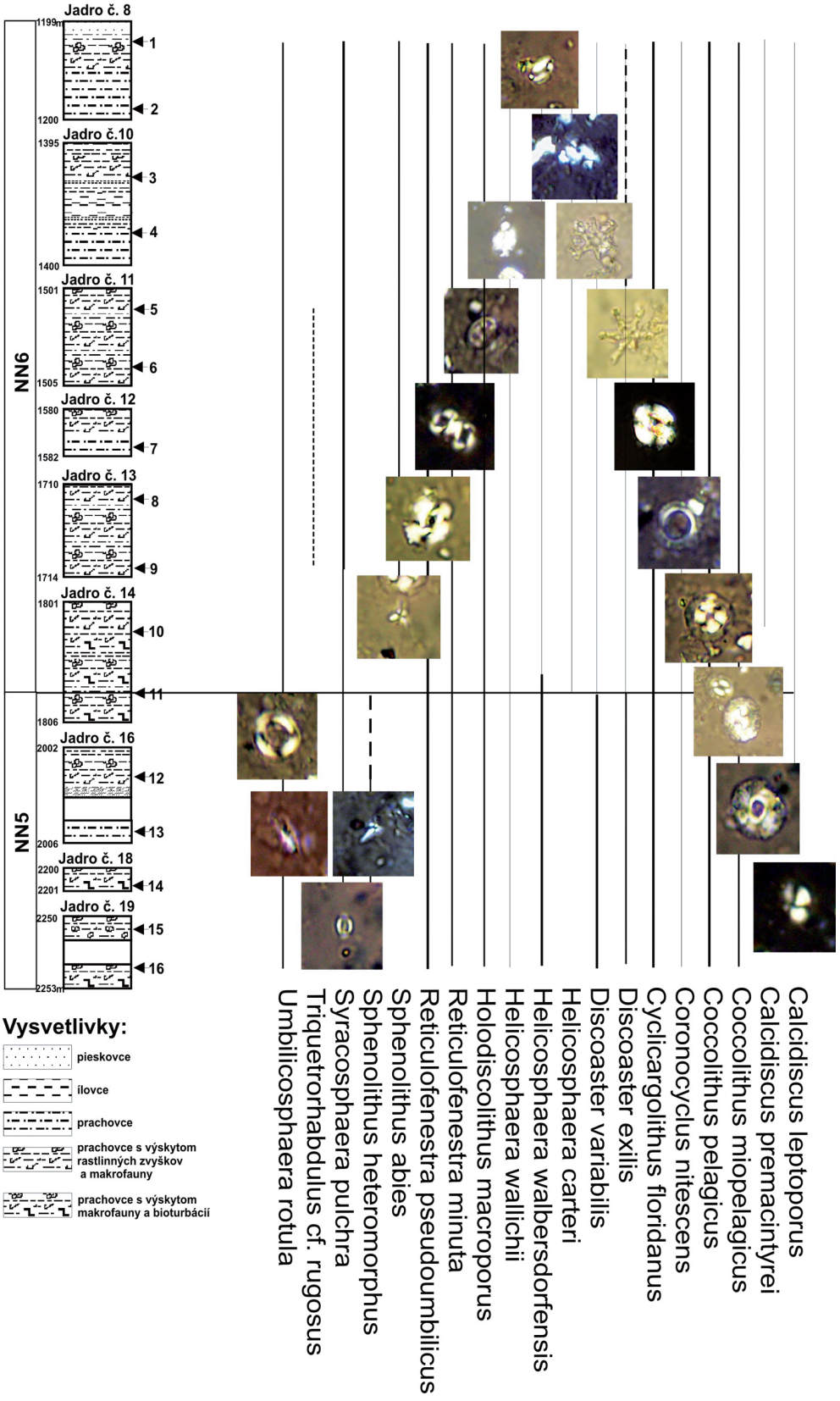
Interval v rozpätí 2002–2253 m sa na základe foraminifer zaradil do spodného bádenu – druh *Orbulina suturalis* a *Globorotalia bykowae*. Podľa ostrakód sa sedimenty vrtu označili za bádenské (Hudáčková a Pipík in Kováč et al., 1997a).

◀ **Tab. 1. 1–2** – *Sphenolithus abies* Deflandre, Gajary G-23, 1 – j. č. 11, 2 – j. č. 10, **3–4** – *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre, Gajary G-23, 3 – j. č. 18, 4 – j. č. 17, **5** – *Sphenolithus moriformis* (Bronnimann – Stradner) Bramlette – Wilcoxon, Gajary G-23, j. č. 12, **6**, **8**, **9** – *Discoaster exilis* Martini – Bramlette, Gajary G-23, 6 – j. č. 11, 8 – j. č. 12, 9 – j. č. 13, **7** – *Discoaster* cf. *hamatus* Martini – Bramlette, Gajary G-23, j. č. 11, **10** – *Discoaster deflandrei* Bramlette – Riedel, Gajary G-23, j. č. 11, **11**, **12**, **13** – *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner, Gajary G-23, 11 – j. č. 11, 12 – j. č. 17, 13 – j. č. 18, **14** – *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller, Gajary, G-23, j. č. 10, **15** – *Helicosphaera vedderi* Bukry, Gajary G-23, j. č. 17, **16** – *Umbilicosphaera rotula* (Kamptner) Varol, Gajary G-23, j. č. 8, **17** – *Calcidiscus premacintyrei* Theodoridis, Gajary G-23, j. č. 13, **18** – *Syracosphaera pulchra* Lohmann, Gajary, G-23, j. č. 16, **19** – *Calcidiscus macintyrei* (Bukry – Bramlette), Gajary G-23, j. č. 11, **20** – *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, Gajary G-23, j. č. 12, **21** – *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth, Gajary G-23, j. č. 14, **22** – *Reticulofenestra minuta* Roth, Gajary G-23, j. č. 8, **23** – *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth, Gajary G-23, j. č. 16, **24**, **25** – *Holodiscolithus macroporus* (Deflandre) Roth, Gajary G-23, 24 – j. č. 11, 25 – j. č. 11), **26** – *Lithostromation* sp., Gajary G-23, j. č. 12, **27** – *Rhabdosphaera clavigera* Murray – Blackman, Gajary G-23, j. č. 11, **28**, **29** – *Braarudosphaera bigelowii* (Gran – Braarud) Deflandre – zhluky, Gajary G-23, j. č. 18, **30** – *Micrantolithus vesper* Deflandre, Gajary G-23, j. č. 18.



Obr. 3. Biostratigrafické hodnotenie vrtu Gajary-23.

Fig. 3. Biostratigraphical evaluation from borehole Gajary-23.



Obr. 4. Zistené vápnité nanospoločenstvo vo vrte Gajary G-23.

Fig. 4. List of species from borehole Gajary-23.

Podľa foraminifer bolo v intervale 1395–2006 m skôr hlbokovodnejšie prostredie. Spoločenstvá foraminifer boli prevažne hlbokovodné, pričom dominovali euryoxibiontné foraminifery – *Bulimina*, *Bolivina*, *Fursenkoina*, *Uvigerina*, indikujúce pokles obsahu O pri dne panvy. Relatívnu (lokálnu) osciláciu hladiny mora signalizoval aj výskyt plytkovodných druhov (Hudáčková in Kováč et al., 1997a).

V hĺbke 2203–2253 m bola zrejmá vysoká diverzita foraminiferového spoločenstva, čo poukazuje na optimálne životné podmienky pre hlbokovodnejšie taxóny, s dostatkom potravy, normálnou salinitou a s optimálnou hladinou O_2. Interpretácia paleoprostredia indikuje odspodu nahor postupný rast pobrežného čela (*shelf marginal wedge*) smerom do panvovej fácie (l. c.), ale na základe vápnitých nanofosílií sa paleoprostredie dá interpretovať ako plytkovodnejšie, a to najmä podľa výskytu druhu *Braarudosphaera bigelowii*, *Micrantholithus vesper*, *Rhabdosphaera* sp. a *Pontosphaera multipora*.

Záver

Vo vrte Gajary G-23 sa stanovila nanoplanktónová zóna NN5 a NN6. Hranicu medzi nimi možno presne stanoviť podľa úbytku až absencie indexovej fosílie *Sphenolithus heteromorphus*.

Kvantitatívne aj kvalitatívne pomerne bohaté spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu indikuje sedimentačné prostredie s dostatkom živín. Chudobnejšie nanospoločenstvo so zvýšeným výskytom druhu *Braarudosphaera bigelowii* a rozsievok v určitých intervaloch signalizuje regresiu a zmenu salinity v morskom prostredí.

Poďakovanie. Práca bola financovaná z projektu APVV 51-0011305. Ďakujem RNDr. E. Halásovej, PhD., za konštruktívne pripomienky a rady, ktoré pomohli pri tvorbe článku.

Literatúra

Andreyeva-Grigorovich, A., Kováč, M., Halásová, E., Hudáčková, N. & Zlinská, A., 2003: Rasčlenenie srede – verchnemiocenovych (Badenij – Panon) otloženij Ukrajiny i Slovakii po Nannoplanktonu i Foraminiferam. Teoretičny ta prikladni aspekti sučasnoi biostratigrafii Fanerozoja Ukrainy (Kiiv), NANU, 2–4.

Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. III. & Aubry, M. P., 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *In: W.A. Berggren et al. (eds.): Geochronology, time scales and global correlation. SEPM Special publication, 54, 129–212.*

Grill, R., 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Mollase – Anteilen. *Ol u. Kohle (Berlin), 37, 595–602.*

Harzhauser, M. & Piller, W. E., 2007: Benchmark data of a changing sea – Palaeogeography, Palaeobiogeography and Events in the Central Paratethys during the Miocene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*; doi: 10.1016/j.palaeo.2007.03.031.

Hudáčková, N., Halásová, E., Fordinál, K., Sabol, M., Joniak, P. & Král, J., 2003: Biostratigraphy and radiometric dating in the Vienna Basin Neogene (Slovak part). *Slov. geol. mag., 9, 4, 233–235.*

Kováč, M., Aubrecht, R., Baráth, I., Halásová, E., Hudáčková, N., Kováčová, M., Marko, F., Pipík, R., Sýkora, M. & Zágoršek, K., 1995a: Sedimentologické, biostratigrafické a štruktúrne vyhodnotenie jadra vrtu Gbely 141. *Manuskript – archív Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava.*

Kováč, M., Aubrecht, R., Baráth, I., Halásová, E., Hudáčková, N., Kováčová, M., Pipík, R., Pivko, D., Sýkora, M. & Zágoršek, K., 1995b: Sedimentologické, biostratigrafické a štruktúrne vyhodnotenie jadra vrtu Jakubov 54. *Manuskript – archív Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava.*

Kováč, M., Aubrecht, R., Halásová, E., Holec, P., Hudáčková, N., Kováčová, M., Pipík, R., Pivko, D., Sýkora, M. & Zágoršek, K., 1995c: Sedimentologické, biostratigrafické a štruktúrne vyhodnotenie jadra vrtu Malacky 101. *Manuskript – archív Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava.*

Kováč, M., Aubrecht, R., Baráth, I., Halásová, E., Hudáčková, N., Kováčová, M., Marko, F., Pipík, R., Sýkora, M. & Zágoršek, K., 1996a: Sedimentologické, biostratigrafické a štruktúrne vyhodnotenie jadra vrtu Gajary 145. *Manuskript – archív Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava.*

Kováč, M., Aubrecht, R., Baráth, I., Halásová, E., Hudáčková, N., Kováčová, M., Marko, F., Pipík, R., Sýkora, M. & Zágoršek, K., 1996b: Sedimentologické, biostratigrafické a štruktúrne vyhodnotenie jadra vrtu Lozorno 1. *Manuskript – archív Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava*.

Kováč, M., Aubrecht, R., Baráth, I., Halásová, E., Hudáčková, N., Kováčová, M., Pipík, R. & Zágoršek, K., 1997a: Sedimentologické, biostratigrafické a štruktúrne vyhodnotenie jadra vrtu Gajary 23. *Manuskript – archív Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava.*

Kováč, M., Aubrecht, R., Baráth, I., Halásová, E., Hudáčková, N., Kováčová, M., Marko, F., Pipík, R., Sýkora, M., Španihelová, E. & Zágoršek, K., 1997b: Sedimentologické, biostratigrafické a štruktúrne vyhodnotenie jadra vrtu Jakubov 11. *Manuskript – archív Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava.*

Kováč, M., Aubrecht, R., Baráth, I., Halásová, E., Hudáčková, N., Kováčová, M., Kýška, K., Španihelová, E. & Zágoršek, K., 1997c: Sedimentologické, biostratigrafické a štruktúrne vyhodnotenie jadra vrtu Jakubov 55. *Manuskript – archív Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava.*

Kováč, M., Aubrecht, R., Baráth, I., Halásová, E., Hudáčková, N., Kováčová, M., Marko, F., Mišík, M., Ožvoldová, L., Pipík, R., Sýkora, M. & Zágoršek, K., 1997d: Sedimentologické, biostratigrafické a štruktúrne vyhodnotenie jadra vrtu Sekule 1. *Manuskript – archív Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava.*

Kováč, M., Aubrecht, R., Halásová, E., Hudáčková, N., Kováčová, M., Pipík, R., Pivko, D., Sýkora, M. & Zágoršek, K., 1998: Sedimentologické, biostratigrafické a štruktúrne vyhodnotenie jadra vrtu Jakubov 56. *Manuskript – archív Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava.*

Kováč, M., Halásová, E., Holcová, K., Hudáčková, N. & Slamková, M., 2002: Tektogenéza sedimentárnych paniev Západných Karpát – viedenská panva. *Manuskript – archív Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava, 81.*

Kováč, M., Fordinál, K., Andreyeva-Grigorovich, A. S., Halásová, E., Hudáčková, N., Joniak, P., Pipík, R., Sabol, M., Kováčová, M. & Sliva, Ľ., 2005: Západokarpatské fosílne ekosystémy a ich vzťah k paleoprostrediu v kontexte neogénneho vývoja eurázijského kontinentu. *Geol. Práce, Spr., 111, 61–121.*

Lehotayová, R., 1977: New data on calcareous nannoflora in pelites of the brick kiln at Devínska Nová Ves. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 2–3, 175–188.*

Martini, E., 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. of the II. Planktonic Conference, Roma.*

Rukopis doručený 28. 4. 2008
Revidovaná verzia doručená 9. 6. 2008
Rukopis akceptovaný 29. 10. 2008

Mineralia Slovaca, 40 (2008), 141–150
ISSN 0369-2086

Badenian calcareous nannofossils from Semerovce ŠV-8 and Cífer-1 boreholes (Danube Basin)

SILVIA OZDÍNOVÁ

Geological Insitute, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava 45, Slovakia
geolsisa@savba.sk

Abstract

The calcareous nannofossils in the Badenian sediments from the Semerovce ŠV-8 and Cífer-1 boreholes (Danube Basin) were studied for the biostratigraphical purpose.

Two nannoplankton zones NN5 – Sphenolithus heteromorphus and NN6 – Discoaster exilis were determined. The studied assemblage was quantitatively and qualitatively rich and included more than 40 % abundance from the species *Reticulofenestra minuta*, which indicated a good sea connection with an open ocean and rich nutrificant conditions in the sedimentary area.

Key words: Danube Basin, Badenian, calcareous nannofossils, biostratigraphy, paleoecology

Introduction

The Badenian sedimentary cycle started in the upper part of the Lower Badenian with transgressive pelitic sediments, corresponding to the nannoplankton zone NN5 – Sphenolithus heteromorphus sensu Martini (1971). This zone continued until the Middle Badenian. The base of this zone is defined by the FO (first occurrence) of the species *Helicosphaera waltrans* and by absenting species *Helicosphaera ampliaperta* (15.1 Ma in Berggren et al., 1995). According to Rögl (1998), the base of the "Middle" Badenian is placed at about 15 Ma.

The zone NN6, starting after Upper Badenian transgression, is characterized by the absence of the species *Sphenolithus heteromorphus* (13.5 Ma, Berggren et al., 1995) and terminated during the Sarmatian.

Following the study of the foraminifers the Badenian is divided into the lower and upper Lagenide zone (Lower Badenian), Zone Spiroplectamina carinata ("Middle" Badenian), Bulimino – Bolivine zone and Rotalia zone (Upper Badenian; Grill, 1941; Kováč et al., 2005).

The base of the Badenian in the Central Paratethys has an estimated geochronological age of 16.3 Ma and the end of Badenian has an age of 12.7 Ma sensu Harzhauser and Piller (2007).

Biostratigraphical research of Badenian sediments from the Danube basin on the basis of calcareous nannofossils was realized by Lehotayová and Halásová.

Lehotayová determined the nannoplankton zone NN5 in the following boreholes: Salka K–V, Chľaba ŠO-1, Bajtava (Lehotayová, 1977), zone NN6: Salka K–V, Lontov Ži-2, Gondovo PKŠ-1 – basicaly the presence (NN5) or the absence (NN6) and by appearance of the species *Triquetrorhabdulus rugosus* and the major abundance of the discoasters with the reduced central area and taper rays too, such as *Discoaster brouweri*, *Discoaster* cf. *bollii*, *Discoaster exilis* (Lehotayová, 1977).

Halásová defined the nannoplankton zones NN5 and NN6 in the Badenian sediments from the borehole Bruty VTB 1 (Halásová in Zlinská et al., 2002) that is defined as Lower and "Middle" Badenian, as well as zones NN5 and NN6 in the borehole Želiezovce HGŽ-3. Here was determined the calcareous assemblage from the zones NN4 and NN5 (Halásová in Fordinál et al., 2002).

Geological situation

Semerovce ŠV-8 and Cífer-1 boreholes are situated in Danube Basin, belonging among West Carpathian Neogene basins (Fig. 1).

The Lower Badenian deposits in the Danube Basin were represented by terrestrial sediments proceeding to marine sediments. In the Želiezovce Depresion the marine Bajtava succession on the margin is represented by transgressive conglomerates and by sandstones

Fig. 1. Location of the Semerovce ŠV-8 and Cífer-1 boreholes.

including volcaniclastics in the eastern part. In the centre of the depression the succession is represented mainly by calcareous clays, siltstones and sandstones (Kováč, 2000).

"Middle" and Upper Badenian sediments (15–13 Ma) extended over the whole Danube Basin. They were deposited in the lower to upper neritic conditions. The conditions of the sedimentation were marine with gradual trend of decrease of salinity and depth of sedimentary basin toward the end of this time.

The freshwater coal clays with lignite layers were deposited in the western part of the basin in the Upper

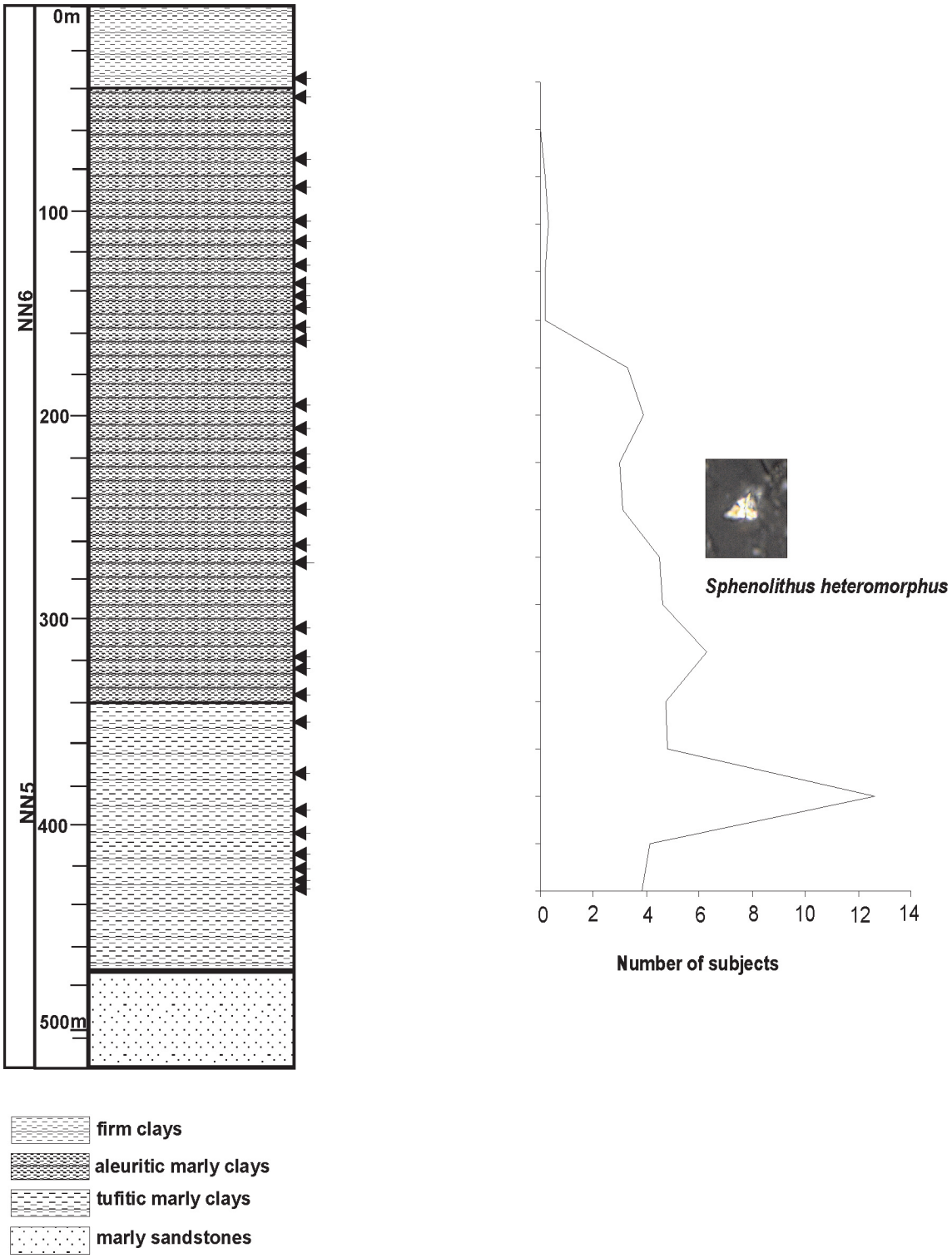


Fig. 2. Biostratigraphical evaluation of the Semerovce ŠV-8 borehole.

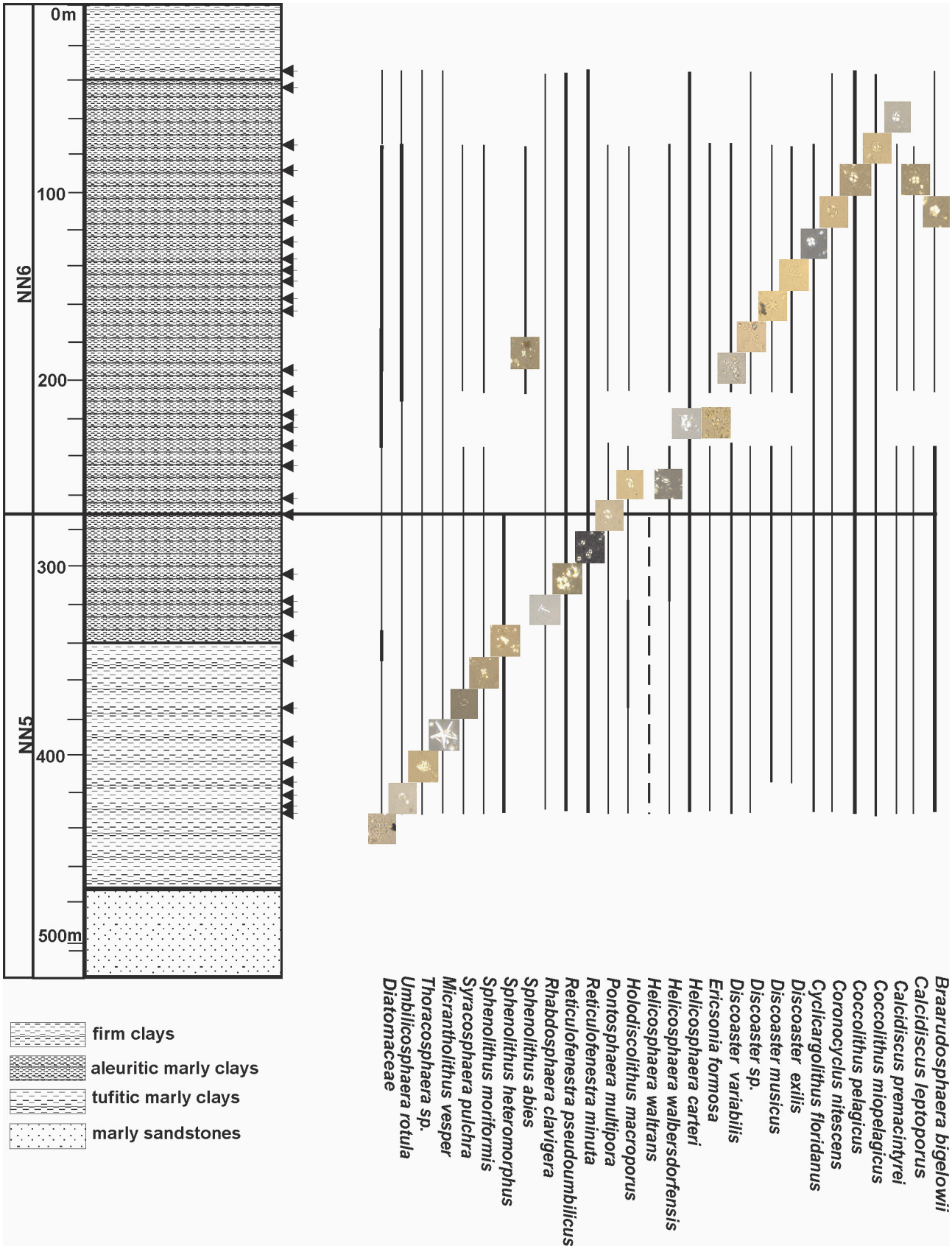


Fig. 3. List of species from Semerovce ŠV-8 borehole.

Badenian. The north-western part of the Danube Basin was represented by the grey calcareous clays, claystones and siltstones with beds from the sands and sandstones of the Špačince and Madunice formations, which exceeded a thickness of 3000 m. The Komjatice Depression contained the Pozba Formation sediments thick 2000 m. They are characterized by the sedimentary sequence of calcareous clays, claystones, siltstones with abundant volcaniclastics and bioherms of limestones (Kováč, 2000).

Material and methods

The study samples were taken from pelitic rocks with contents of $CaCO_3$.

The methods of gravitational setting were applied to produce the microscopic preparations. 3 g of rock were mixed with distilled water in a tube. The suspension had sedimented for 1–2 min. and after the liquid was decanted above the settled fraction to the second tube this

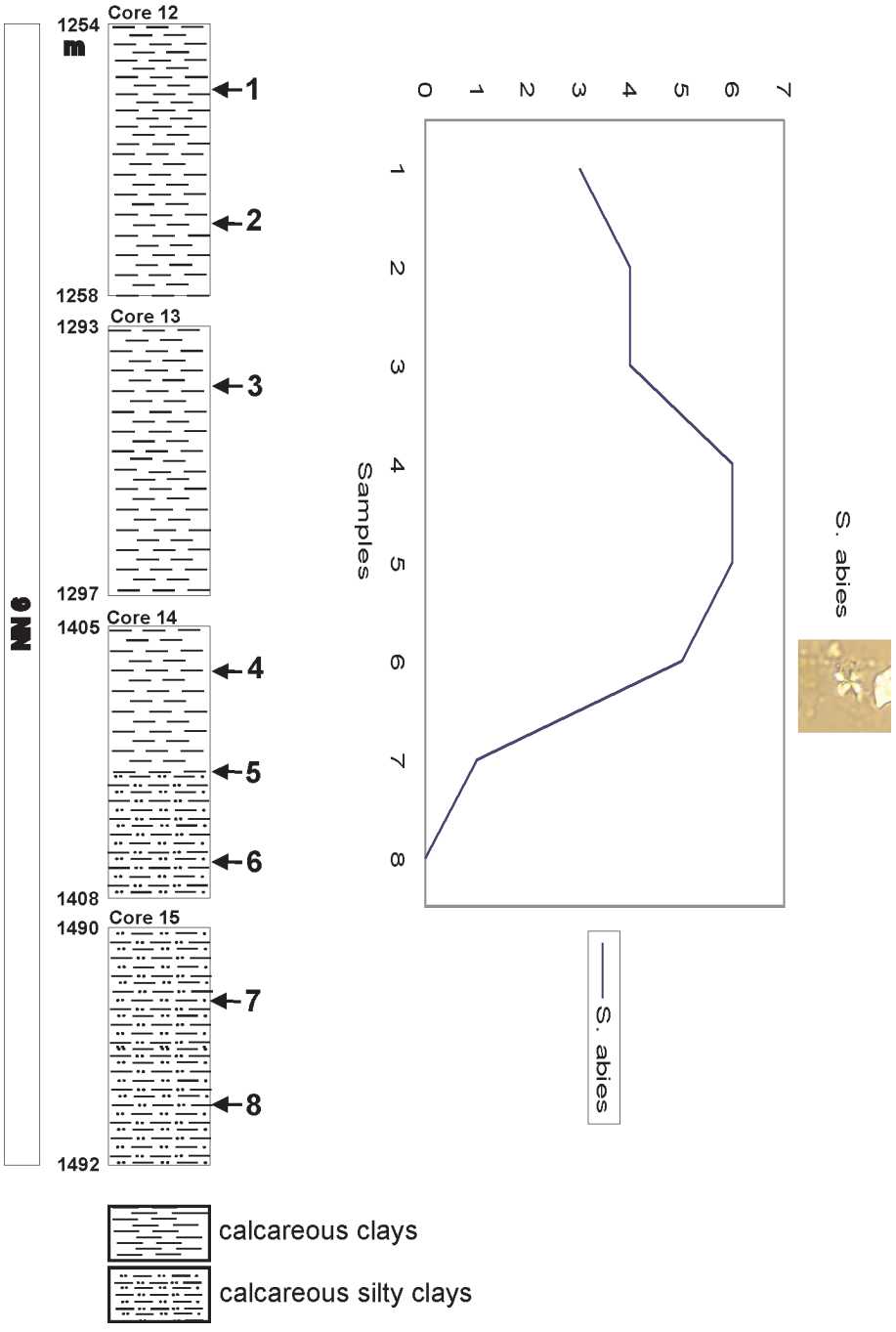


Fig. 4. Biostratigraphical evaluation of Cífer-1 borehole.

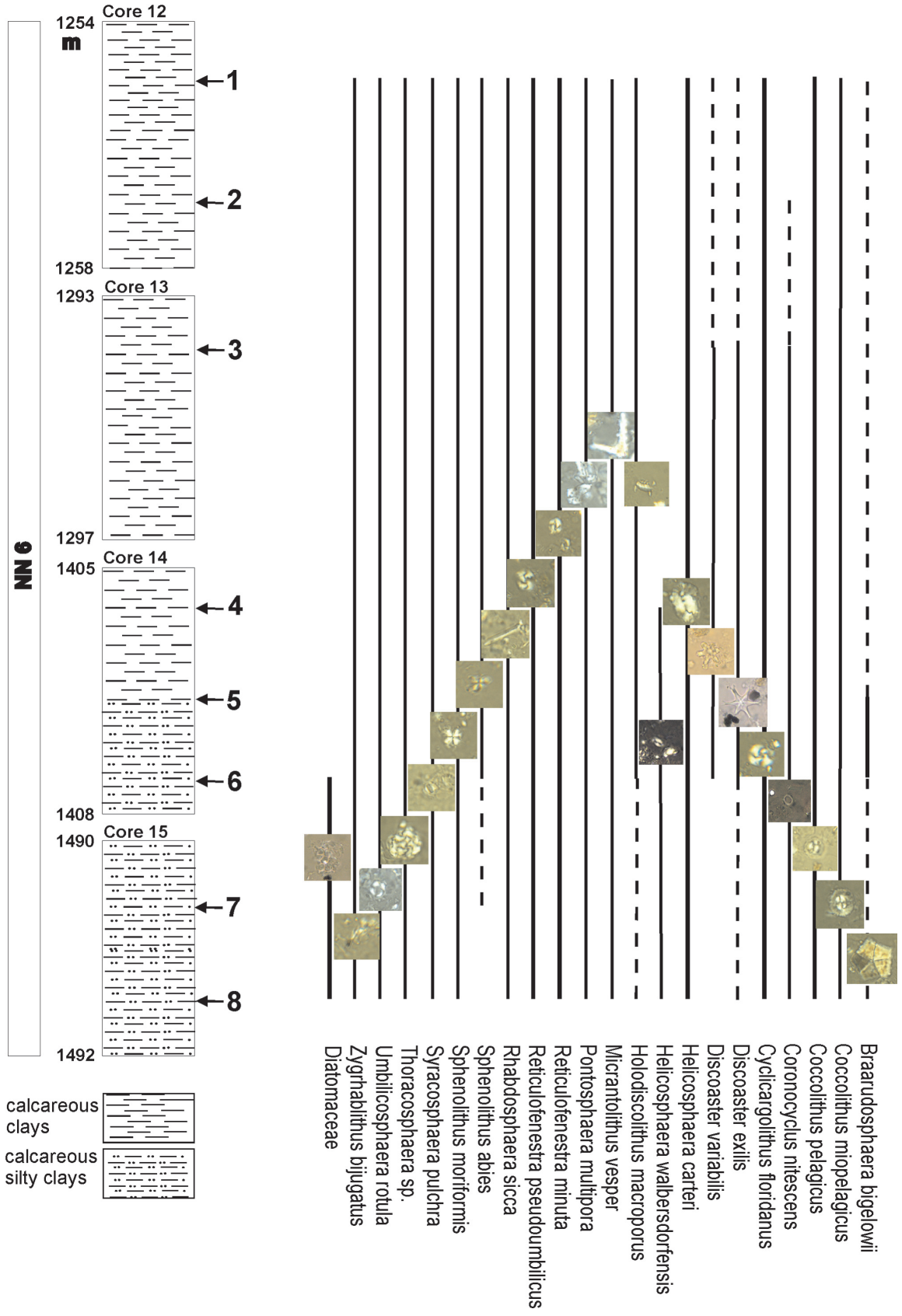


Fig. 5. Borehole list of species from Cífer-1 borehole.

sedimented for 45 minutes by 45 mm water column. Next the liquid was decated above the settled fraction and from this fraction were made the microscopic samples.

The microscopical preparates were studied by the light microscope and by the SCAN (Raster electron microscope).

Biostratigraphical results

Semerovce ŠV-8

Two nannoplankton zones NN5 and NN6 were determined in the borehole Semerovce ŠV-8 (Fig. 2). Stratigraphical important species such as *Sphenolithus heteromorphus*, *Calcidiscus premacintyrei*, *Discoaster musicus*, *Discoaster exilis*, *Discoaster variabilis* were recognized in the Zone NN5 (305–432 m), while *Helicosphaera waltrans*, which has its LO in this zone, appeared sporadically. The species *Helicosphaera walbersdorfensis* had its LCO in the boundary of the zones. The beginning of zone NN6 (273–143 m) is indicated by the absence of species *Sphenolithus heteromorphus* and by the appearance of *Sphenolithus abies*. The lower part of this zone contained frequent occurrence of discoasters (Fig. 3).

The major part of the assemblage from nannoplankton zone NN5 was composed of the species *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Helicosphaera carteri*. However, the most dominant species (more than 40 % from the nannofossil assemblage) was *Reticulofenestra minuta*. This species continued into zone NN6 and had the dominant position here as well.

Cífer-1

The Cífer-1 borehole contained a rather rich assemblage of the calcareous nannofossils from zone NN6 – Discoaster exilis (Fig. 4). This zone was determined in the interval 1254–1408 m, mainly on the basis of the absence of the species *Sphenolithus heteromorphus*. The samples contained the species typical for the zone NN6 like *Sphenolithus abies*, *Discoaster exilis*. The species *Cyclicargolithus floridanus* occurred most frequently in this zone. The species *Reticulofenestra minuta* has in samples more than 40 % abundance of the assemblage. Together with other species *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* and *Helicosphaera carteri* they compose the major part of the assemblage (Fig. 5).

Paleoecological results

Semerovce ŠV-8

The assemblage of calcareous nannofossils was rather rich and well diversified and showing good nutrificant conditions in the marine sedimentary area and active connection with the open ocean. The change in paleoarea is evident in the interval 273–218 m, where small subjects and an increase of *Diatomaceae* were found, indicating continental stream. The large percentual abundance of the species *Reticulofenestra minuta* in the some intervals from borehole (432 m, 421–392 m, 349–318 m) is related to open sea conditions and high nutrificant index in the sedimentary area (Fig. 6).

Cífer-1

The calcareous nannofossils found in the samples were quantitatively and qualitatively rich, and included Paleogene species. From the paleoecological aspect the more than 40 % abundance of the species *Reticulofenestra minuta* is important (Fig. 7). A similar event was recognized in the Semerovce borehole and it is probably typical for the Badenian Danube Basin and is an argument for high nutrificant conditions in the basin.

An increase from the species *Braarudosphaera bigelowii* was recognized in the samples from interval 1405–1408 m. This could indicate a change of salinity in the basin. *Diatomaceae* were also observed in the borehole (1490–1492 m). This is an argument for a larger terrestrial stream to the marine basin.

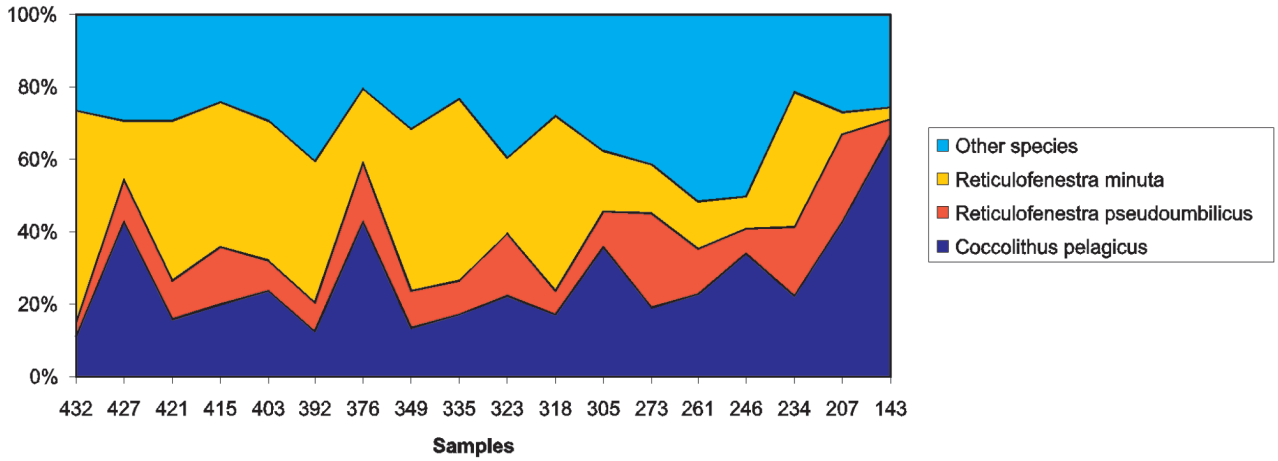
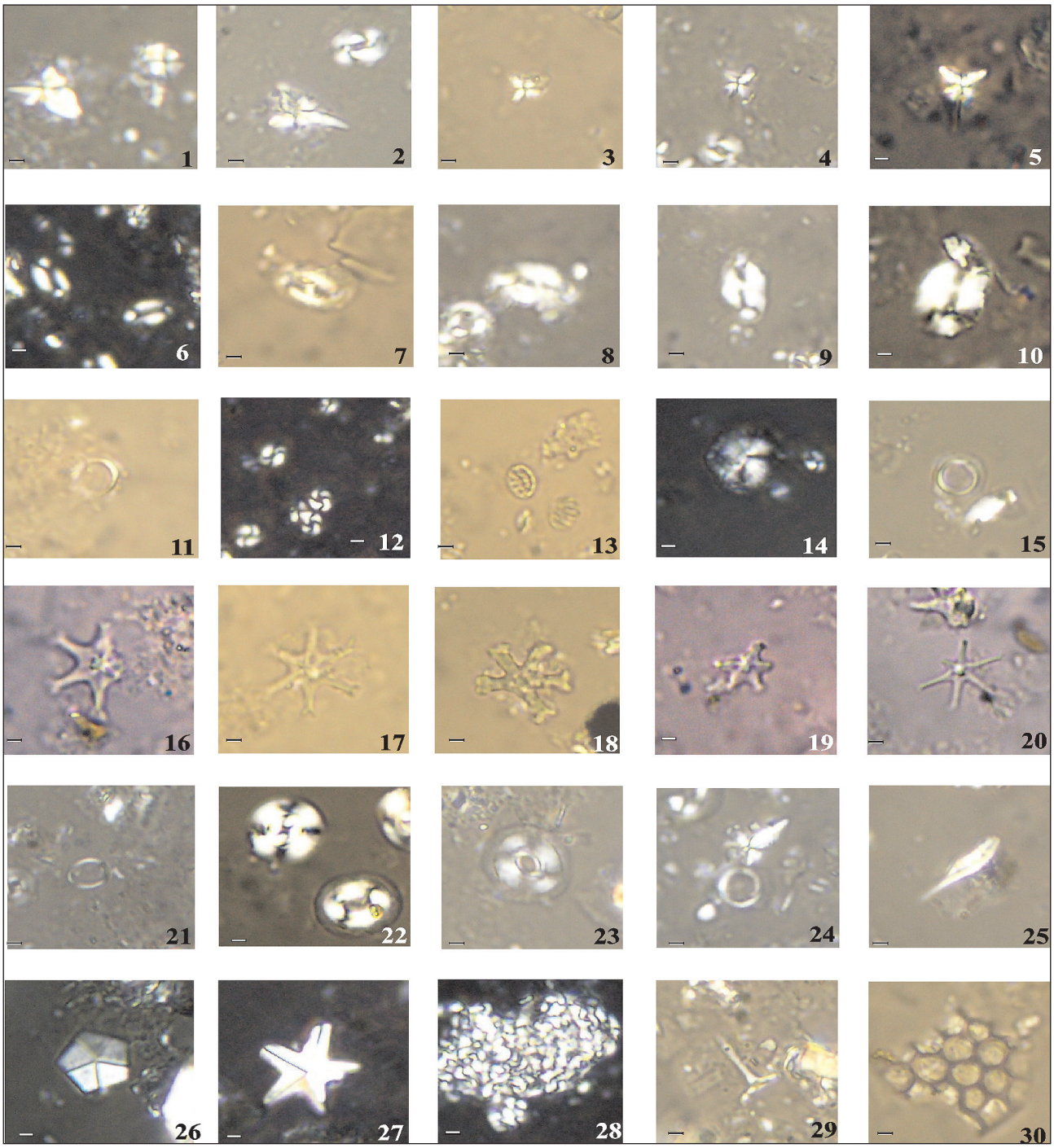
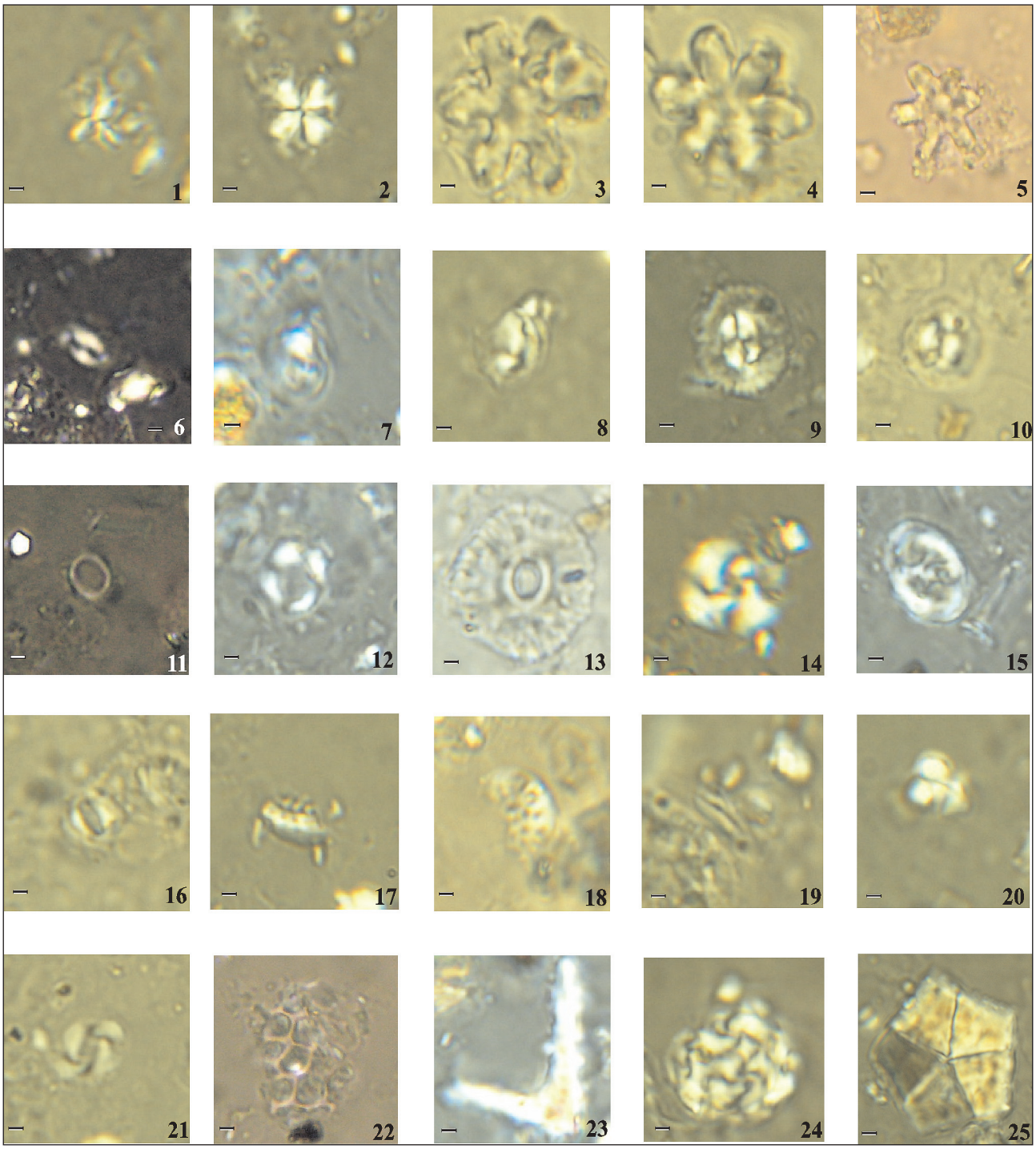


Fig. 6. Structure of nannoassemblage of Semerovce ŠV-8 borehole.



Pl. 1. 1–2 – *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre, Semerovce ŠV-8, 376 m, 1 – 349 m, 2 – 305 m; **3, 4, 5** – *Sphenolithus abies* Deflandre, Semerovce ŠV-8, 3 – 305 m, 4 – 207 m, 5 – 127 m; **6** – *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller, Semerovce ŠV-8, 376 m; **7, 8, 9, 10** – *Helicosphaera mediterranea* Müller, Semerovce ŠV-8, 7 – 376 m, 8, 9 – 305 m, 10 – 421 m; **11, 15** – *Coronocyclus nitescens* (Kamptner) Bramlette et Wilcoxon, Semerovce ŠV-8, 11 – 305 m, 15 – 207 m; **12** – *Reticulofenestra minuta* Roth, Semerovce ŠV-8, 349 m; **13** – *Holodiscolithus macroporus* (Deflandre) Roth, Semerovce ŠV-8, 376 m; **14** – *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, Semerovce ŠV-8, 349 m; **16, 17** – *Discoaster exilis* Martini et Bramlette, Semerovce ŠV-8, 16 – 305 m, 17 – 415 m; **18** – *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette, Semerovce ŠV-8, 415 m; **19** – *Discoaster musicus* Stradner, Semerovce ŠV-8, 305 m; **20** – *Discoaster hamatus* Martini et Bramlette, Semerovce ŠV-8, 305 m; **21** – *Syracosphaera pulchra* Lohmann, Semerovce ŠV-8, 349 m; **22** – *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner) Gartner, Semerovce ŠV-8, 376 m; **23** – *Calcidiscus premacintyrei* Theodoridis, Semerovce ŠV-8, 376 m; **24** – *S. heteromorphus* Deflandre, *C. nitescens* (Kamptner) Bramlette et Wilcoxon, Semerovce ŠV-8, 305 m; **25** – *Triquetrorhabdulus* sp., Semerovce ŠV-8, 207 m; **26** – *Braarudosphaera bigelowii* (Gran et Braarud) Deflandre, Semerovce, ŠV-8, 234 m; **27** – *Micrantolithus vesper* Deflandre, Semerovce, ŠV-8, 234 m; **28** – *Thoracosphaera operculata* Bramlette et Martini, Semerovce, ŠV-8, 376 m; **29** – *Rhabdosphaera clavigera* Murray et Blackman, Semerovce, ŠV-8, 235 m; **30** – diatom, 234 m.



Pl. 2. 1, 2 – *Sphenolithus moriformis* (Bronnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon, Cífer-1, 1254 m; **3** – *Discoaster deflandrei* Bramlette et Riedel, Cífer-1, 1293 m; **4** – *Discoaster druggi* Bramlette et Wilcoxon, Cífer-1, 1293 m; **5** – *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette, Cífer-1, 1293 m; **6** – *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller, Cífer-1, 1254 m; **7** – *Helicosphaera mediterranea* Müller, Cífer-1, 1294 m; **8** – *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner, Cífer-1, 1294 m; **9, 10** – *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, Cífer-1, 1405 m; **11** – *Coronocyclus nitescens* (Kamptner) Bramlette et Wilcoxon, Cífer-1, 1405 m; **12** – *Umbilicosphaera rotula* (Kamptner) Varol, Cífer-1, 1408 m; **13** – *Calcidiscus premacintyrei* Theodoridis, Cífer-1, 1406 m; **14** – *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, Cífer-1, 1406 m; **15** – *Chiasmolithus solitus* (Bramlette et Sullivan), Cífer-1, 1406 m; **16** – *Syracosphaera pulchra* Lohmann, Cífer-1, 1293 m; **17** – *Holodiscolithus macroporus* (Deflandre) Roth, Cífer-1, 1406 m; **18** – *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth, Cífer-1, 1293 m; **19** – *Triquetrorhabdulus* sp., Cífer-1, 1408 m; **20** – *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre) Deflandre, Cífer-1, 1294 m; **21** – *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner) Gartner, Cífer-1, 1294 m; **22** – diatom, Cífer-1, 1490 m; **23** – *Micrantolithus vesper* Deflandre, Cífer-1, 1408 m; **24** – *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, coccosphere, Cífer-1, 1405 m; **25** – *Braarudosphaera bigelowii* (Gran et Braarud) Deflandre, Cífer-1, 1294 m.

Discussion

Zone NN5 was recognized in both boreholes on the basis of the presence of the species *Sphenolithus heteromorphus* and other species typical for this zone: *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Calcidiscus premacintyrei*, *Discoaster musicus*, *Discoaster variabilis*. The beginning of zone NN6 may be characterized by the absence or only a low number *Sphenolithus heteromorphus*. In this zone the species *Cyclicargolithus floridanus* is most frequent and the species *Triquetrorhabdulus rugosus* appears. Other typical species in this zone are *Discoaster exilis*, *Discoaster variabilis*, *Sphenolithus abies*.

No other fossils have been studied in the Cífer borehole so we cannot compare our results with other results.

Foraminifers were studied in the Semerovce borehole (Lehotayová, 1981) and the results are comparable with the results from my study. In the interval 470–350 m Lehotayová (l.c.) recognized Lower Badenian with the species *Uvigerina*, *Bolivina*. In the interval 350–300 m she recognized Middle Badenian with basically mixing Lower and Upper Badenian species, but zone Spiroplectamina carinata continues to the Upper Badenian. In the interval 350–229 m she recognized the Spiroplectamina carinata zone. In the interval 229–35 m the Upper Badenian and Bulimino – Bolivina zone were recognized. Some difference between the results from nannofossils and foraminiferal study zone NN5 was recognized in the interval 305–432 m, which is defined from the upper part of Lower Badenian to the Middle/Upper Badenian boundary. The zone NN6 was assigned to the interval 273–143 m and this zone occurs from the Upper Badenian to Sarmatian (Kováč et al., 2005). These differences are caused by the new biostratigraphical study and new biostratigraphical time scales, generated during the last 20 years.

Conclusions

Two nannoplankton zones NN5 – Sphenolithus heteromorphus and NN6 – Discoaster exilis were recognized in the Semerovce and Cífer boreholes on the basis of the presence or absence of biostratigraphical marker *Sphenolithus heteromorphus* and other species important for these zones.

The Paleoecological environments from the study of marine sediments show good nutrificant conditions in the ancient sea, normal salinity and a connection with the open ocean. In the same interval, where the paleoenvironmental condition changed, we observed an increase of the species *Braarudosphaera bigelowii* and Diatomaceae.

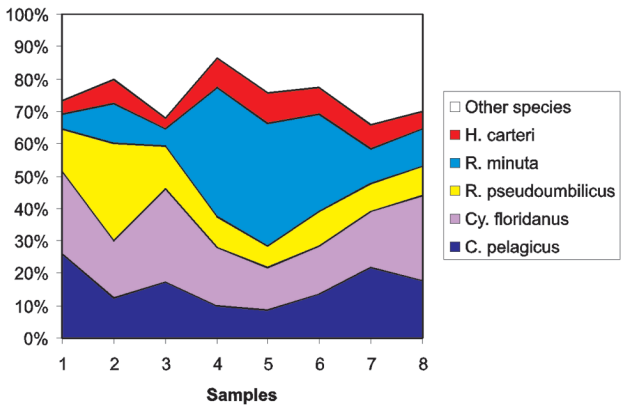


Fig. 7. Structure of nannoassemblage in Cífer-1 borehole.

Acknowledgements. The financial support of the Slovak Research Agency (APVV-51-011305 *Biochronology of Mesozoic and Cenozoic formations in the Western Carpathians: Global events in plankton evolution and stratigraphic calibration*, with the project leader Ján Soták) is gratefully acknowledged. Thanks are addressed to Eva Halásová for her necessary consulting on calcareous nannofossils and paleoecology.

References

Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. III & Aubry, M. P., 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *In: W. A. Berggren et al. (eds.): Geochronology, time scales and global correlation. SEPM Special publication, 54, 129–212.*

Grill, R., 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Mollase – Anteilen. *Öl u. Kohle (Berlin), 37, 595–602.*

Harzhauser, M. & Piller, W. E., 2007: Benchmark data of a changing sea – Palaeogeography, Palaeobiogeography and Events in the Central Paratethys during the Miocene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.; doi: 10.1016/j.palaeo.2007.03.031.*

Fordinál, K., Nagy, A., Zlinská, A., Slámková, M., Halásová, E. & Töröková, I., 2002: Stratigrafia východnej časti Dunajskej panvy (Želiezovská depresia). *Slov. geol. mag., 8, 3–4, 259–281.*

Kováč, M., 2000: Geodynamický paleogeografický štruktúrny vývoj karpatskopanónskeho regiónu v miocéne: Nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. *Bratislava, Veda, 202.*

Kováč, M., Fordinál, K., Andreyeva-Grigorovich, A. S., Halásová, E., Hudáčková, N., Joniak, P., Pipík, R., Sabol, M., Kováčová, M. & Sliva, L., 2005: Západokarpatské fosílne ekosystémy a ich vzťah k paleoprostrediu v kontexte neogénneho vývoja eurázijského kontinentu. *Geol. Práce, Spr., 111, 61–121.*

Lehotayová, R., 1977: New data on calcareous nannoflora in pelites of the brick-kiln at Devínska Nová Ves. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 2–3, 175–188.*

Lehotayová, R., 1981: Vápnitá nannoflóra sedimentov bádenu. *In: D. Vass et al. (eds.): Štruktúrny vrt ŠV-8 (Dolné Semerovce, Ipeľská pahorkatina). Region. Geol. Západ. Karpát, 14, 62–65.*

Martini, E., 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous Nannoplankton zonation. *Proc. of the II. Planktonic Conference, Roma.*

Rögl, F., 1998: Paratethys Oligocene-Miocene stratigraphic correlation. *In: I. Cicha, F. Rögl, C. Rupp & J. Čtyroka (eds.): Oligocene-Miocene foraminifera of the Central Paratethys. Abhsenckenburg naturforsch Ges., 649, 3–7.*

Zlinská, A., Hudáčková, N., Halásová, E. & Slamková, M., 2002: Upper Badenian sediments of the Danube and Vienna basins (Central Paratethys area): Paleoecological trends. *In: V. Yanko & Honbach et al. (eds.): EMMM2002´. The 3rd International Congress. ISEMMM Austria, 209. Program and Abstracts, 232 p.*

Rukopis doručený 22. 8. 2008
Revidovaná verzia doručená 14. 11. 2008
Rukopis akceptovaný 29. 10. 2008

Badenian calcareous nannofossils from Semerovce ŠV-8 and Cífer-1 boreholes (Danube Basin)

Semerovce ŠV-8 borehole (Danube Basin) has the depth of 1204 m and the interval 505–35 m is of the Badenian age. The calcareous nannoplankton was found in the interval 446–45 m. The nannoplankton assemblage was qualitatively and quantitatively rich and consists mainly of the species *Reticulofenestra minuta, Reticulofenestra pseudoumbilicus, Cyclicargolithus floridanus* and *Coccolithus pelagicus*. The Nannoplankton zone NN5 was determined mainly on the basis of the occurrence of *Sphenolithus heteromorphus* (in the interval 305–432 m), and NN6 (in the interval 273–143 m), where this species is absent.

Paleoecological interpretation. The changes in the paleoenvironment were determined in the interval 273–218 m on the basis of growth of the *Diatomaceae*. It was due to the inflow of the terrestrial stream to the marine paleoenvironment.

High abundance of the species *Reticulofenestra minuta* (40 %) indicates an unrestricted sea connection with open ocean and eutrophic conditions in the sedimentary area.

Cífer-1 borehole (Danube Basin) has the depth 1842 m and the interval 1408–990 m was determined to be of the Badenian age. The zone NN6 was defined in the interval 1254–1408 m, mainly on the basis of the absence of the species *Sphenolithus heteromorphus*. In the nannoplankton assemblage were *Sphenolithus abies* and *Discoaster exilis*, representing species typical for this zone. The species *Cyclicargolithus floridanus* has the highest abundance in this zone. The species *Reticulofenestra minuta*, together with other species *Coccolithus pelagicus, Reticulofenestra pseudoumbilicus* and *Helicosphaera carteri* compose the major part of the assemblage.

Paleoecological interpretation. The calcareous nannoplankton in the studied samples is qualitatively and quantitatively rich and also contains some Paleogene species. The dominant species are *Reticulofenestra minuta, Reticulofenestra pseudoumbilicus, Cyclicargolithus floridanus* and *Coccolithus pelagicus*. High abundance of *Reticulofenestra minuta* is of paleoecological importance. A similar event was recorded in the Semerovce ŠV-8 borehole and indicates eutrophic conditions in the sedimentary area. In the samples from the interval 1405–1408 m there was found an increase of the occurrence the species *Braarudosphaera bigelowii*, which indicates a salinity changes in the marine area. The terrestrial stream is recorded by high abundance of the *Diatomaceae*, mainly in the interval 1490–1492 m.

Bádenské vápnité nanofosílie z vrtu Semerovce ŠV-8 a vrtu Cífer-1 (podunajská panva)

Vrt Semerovce ŠV-8 (podunajská panva) má hĺbku 1204 m a bádenský vek sa stanovil v rozpätí 505–35 m. Vápnitý nanoplanktón sa našiel v hĺbke 446–45 m, jeho spoločenstvo bolo bohaté kvantitatívne aj kvalitatívne a prevažnú zložku v ňom tvoril druh *Reticulofenestra minuta, Reticulofenestra pseudoumbilicus, Cyclicargolithus floridanus* a *Coccolithus pelagicus*. Zastúpenie *Reticulofenestra minuta* miestami dosahovalo 40 %. Nanoplanktónová zóna NN5 (305–432 m) sa určila najmä podľa výskytu druhu *Sphenolithus heteromorphus* a NN6 (273–143 m), ale hlavne na základe jeho absencie.

Paleoekologické hodnotenie. Zmena paleoprostredia je viditeľná v rozpätí 273–218 m, a to na základe rastu podielu rozsievok pod vplyvom vyššieho prísunu terestrického materiálu do morského prostredia. Vysoké zastúpenie druhu *Reticulofenestra minuta* v istých úsekoch vrtu (432, 421–392 a 349–318 m) pravdepodobne súvisí s veľkým prísunom živín podmieneným prepojením s otvoreným oceánom.

Vrt Cífer-1 (podunajská panva) dosiahol hĺbku 1842 m a bádenské sedimenty sa určili v rozpätí 1299–990 m. Obsahoval pomerne bohaté spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu nanoplanktónovej zóny NN6 *Discoaster exilis*, ktorá je definovaná pre vrchný báden až sarmat.

Zóna NN6 sa stanovila v rozpätí 1254–1408 m podľa chýbania indexovej fosílie *Sphenolithus heteromorphus*. Vo vzorkách sa vyskytovali aj druhy typické pre zónu NN6 *Sphenolithus abies* a *Discoaster exilis*. Hojne je zastúpený druh *Cyclicargolithus floridanus* a v tejto zóne má najväčší výskyt. Vo vrte sa v nadmernom množstve vyskytoval druh *Reticulofenestra minuta*, ktorý vo vzorkách dosahoval takmer 40 %, a spolu s druhom *Coccolithus pelagicus, Reticulofenestra pseudoumbilicus* a *Helicosphaera carteri* tvoril majoritnú časť nanospoločenstva.

Paleoekologické hodnotenie. Vápnitý nanoplanktón bol v študovaných vzorkách bohatý kvantitatívne aj kvalitatívne a boli v ňom aj paleogénne druhy. Z paleoekologického hľadiska je významné zastúpenie druhu *Reticulofenestra minuta* (takmer 40 %). Podobný jav sa pozoroval vo vrte Semerovce ŠV-8 a môže svedčiť o vysokonutričnom prostredí. Vo vzorke z rozpätia 1405–1408 m sa zistil vyšší výskyt druhu *Braarudosphaera bigelowii*, ktorý môže byť dôkazom o zmene salinity v paleoprostredí. Vo vrte sa ako výsledok väčšieho prísunu terestrického materiálu do sedimentačnej panvy vyskytovali aj rozsievky (najmä v rozpätí 1490–1492 m).

Mineralia Slovaca, 40 (2008), 151–154
ISSN 0369-2086

Palynologický rozbor sedimentov z Jaskyne Izabely Textorisovej vo Veľkej Fatre

HILDA VANĚKOVÁ[1] a ANDREJ BENDÍK[2]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava; hvanekova@gmail.com
[2]Slovenské národné múzeum – Múzeá v Martine, Múzeum Andreja Kmeťa, Ul. A. Kmeťa 20, 036 01 Martin; bendik@snm-em.sk

Palynological analysis of sediments from Izabela Textorisová Cave in Veľká Fatra Mts.

The article summarizes the first palynological research in Izabela Textorisová cave located in the national park in the Veľká Fatra Mts. (middle Slovakia). The typical problem of the palynospectra analyses from caves is the secondary transport of palynomorph into caves and resulting difficult distinguishing *in situ* and those transported maybe from long distances. We can only deduce that climatic optimum and the ecology, characterized by our findings of pollen, were dominant in Upper Pleistocene – Holocene in the surroundings of Izabela Textorisová cave.

Key words: caves, palynomorphs, Upper Pleistocene – Holocene, climatical optimum

Úvod

Jaskyne históriou svojho vzniku, vývojom aj súčasným postavením majú v geologickom vývoji Slovenska významné miesto. Pri ich systematickom výskume sa najväčšia pozornosť venuje najmä ich geologickým, technickým, morfologickým, krasovým, hydrologickým, hydrogeologickým, paleontologickým, archeologickým či zoologickým fenoménom.

Slovenské národné múzeum – Múzeá v Martine začalo zoologicko-paleontologický výskum Jaskyne Izabely Textorisovej s hlavným cieľom zhodnotiť jaskyňu z pohľadu jej obývania pravekými šelmami, najmä medveďom jaskynným (*Ursus spelaeus* Ros., ďalej US). Jedince US sa našli *in situ* a analýzou rádioaktívneho izotopu C^{14} sa ich vek stanovil na 45 000 rokov (analýzu vykonal Institut für Isotopenforschung und Kernphysik der Universitat Wien, VERA-Laboratorium). Výsledky paleontologického výskumu zhŕňa práca Bendíka (2005, 2007a, b, 2008), Bendíka a Sabola (2007). V rámci mikropaleontologického výskumu sa odobrala vzorka na palynologickú analýzu a jej výsledky prináša táto práca.

Lokalizácia a metodika

Jaskyňa Izabely Textorisovej sa nachádza v údolí Konského dolu v Gaderskej doline, v národnej prírodnej rezervácii Tlstá vo Veľkej Fatre (obr. 1). Jaskyňa sa skladá z veľkého portálového vstupu a troch siení viac-menej spojených horizontálnymi a sklonenými chodbami (obr. 2). Dno siení poväčšine tvorí ostrohranná drvina vytvorená mrazovým zvetrávaním (a spadnutými balvanmi; týka sa to hlavne vstupného portálu a siene v ňom) s hlinitým nánosom, v jednom mieste s vrstvami guána (hrubými do cca 20 cm, časť Predsieň). V časti Predsieň pokračuje po tektonickej línii strmo naklonená chodba. V jej najvyššej známej časti je miesto nálezu kostrových zvyškov US *in situ*, ktoré dostalo pracovný názov Hrobka. Chodba sa v tých miestach končí závalom, čo vedie k dohadu, že pôvodný vchod do jaskyne, ktorým sa medvede dostali dnu, prebiehal cez zával. Sedimenty časti Hrobka tvorí ostrohranná štrková akumulácia (kryogénneho charakteru, úlomky sú veľké do 3 cm), v hornej časti presintrovaná (do hrúbky 15 cm) a ojedinelé kamenné bloky (veľké do 50 cm). Najhlbšie nájdené jedince US ležali v piesčitej vrstve (hrubej 3–5 cm) na tenkej polohe svetlosivého ílu (hrubej cca 5 cm) v hĺbke 80 cm. Práve zo spomenutej ílovitej vrstvy sa odobrala vzorka na palynologickú analýzu a podrobila sa štandardnej palynologickej macerácii s použitím HCl, HF a ťažkej kvapaliny na separáciu peľonosnej frakcie. Z macerátu sa zhotovili preparáty, zhodnotili sa pod mikroskopom a snímky sa urobili digitálnym fotoaparátom pri tisícnásobnom zväčšení.

Výskum a výsledky

Hlavným problémom pri palynologickom výskume jaskynných sedimentov je, že rastlinné zvyšky nie sú tam, kde vznikli, ale do jaskynných priestorov sa transportovali druhotne, a preto sú jaskynné palynospektrá prevažne

z palynomorf prinesených z rozličných miest povrchu jaskynných systémov. Častá je redepozícia a miešanie palynomorf zo sedimentov uložených v nerovnakom období. Zrná najčastejšie korodujú pri transporte, a tak spoľahlivým vodidlom nemusí byť ani stav ich zachovania a fosilizácie.

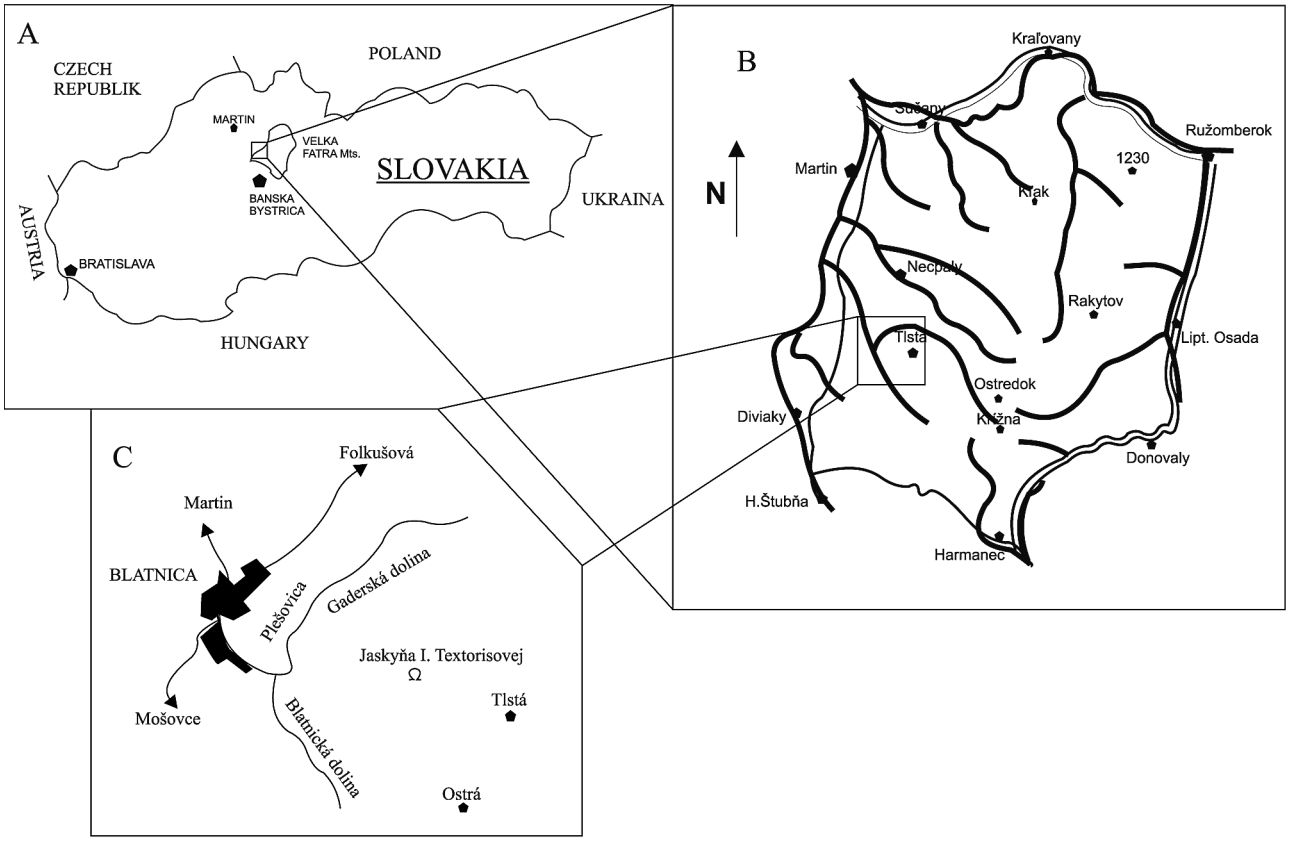
Pri jaskynných palynofáciách je ďalším charakteristickým problémom selekcia palynomorf spôsobená odlišnou rezistenciou sporopeľových obalov voči transportu a chemizmu prostredia. Prejavuje sa to druhotným nahromadením odolnejších spór a peľových zŕn, a tak sa ťažko zisťuje, či prevaha určitých prvkov v spektrách zodpovedá pôvodnému ekologickému charakteru prostredia (Doláková, 2004). Faktorom nepriaznivo ovplyvňujúcim zachovávanie palynomorf je aj vlhkosť prostredia s množstvom húb a baktérií rozkladajúcich organickú hmotu, a teda aj peľové zrná (Navarro et al., 2001). Vzhľadom na tieto skutočnosti je evidentné, že peľové spektrá z jaskynných sedimentov nemožno jednoducho porovnávať so štandardnými spektrami platnými pre jednotlivé obdobia. Ich presná determinácia si vyžaduje podrobnejší tafonomický, sedimentologický a paleontologický výskum.

V skúmanej vzorke sa vyskytovali aj redeponované prvky kriedového veku zo skupiny Normapolles, ale v najväčšej miere boli zastúpené palynomorfy mladšieho veku (kvartér, najpravdepodobnejšie vrchný pleistocén – holocén) so stromovitým druhom rodov *Pinus, Betula, Alnus, Salix* a *Quercus* (obr. 3) a z bylinných foriem najmä vlhkomilná tráva druhu *Chelidonium* a *Chenopodium*.

Pomerne vysoký podiel listnatých arborálnych prvkov indikuje klimatické optimum (širokolistý dub – oteplenie). Jelša a vŕba potvrdzujú blízkosť močiara alebo bahenného prostredia, kým borovica (lesná a limba) a breza skôr dokazujú chladnejšiu periódu. Breza a vŕba s trávou rozličného druhu môžu byť zvyškom pôvodnej tundrovej formácie. Prítomnosť peľu zo skupiny Normapolles možno vysvetliť redepozíciou sedimentov (často pri ílovci) alebo mohol prežiť na skúmanom území s priaznivejšími klimatickými podmienkami v refúgiách (čo je menej pravdepodobné).

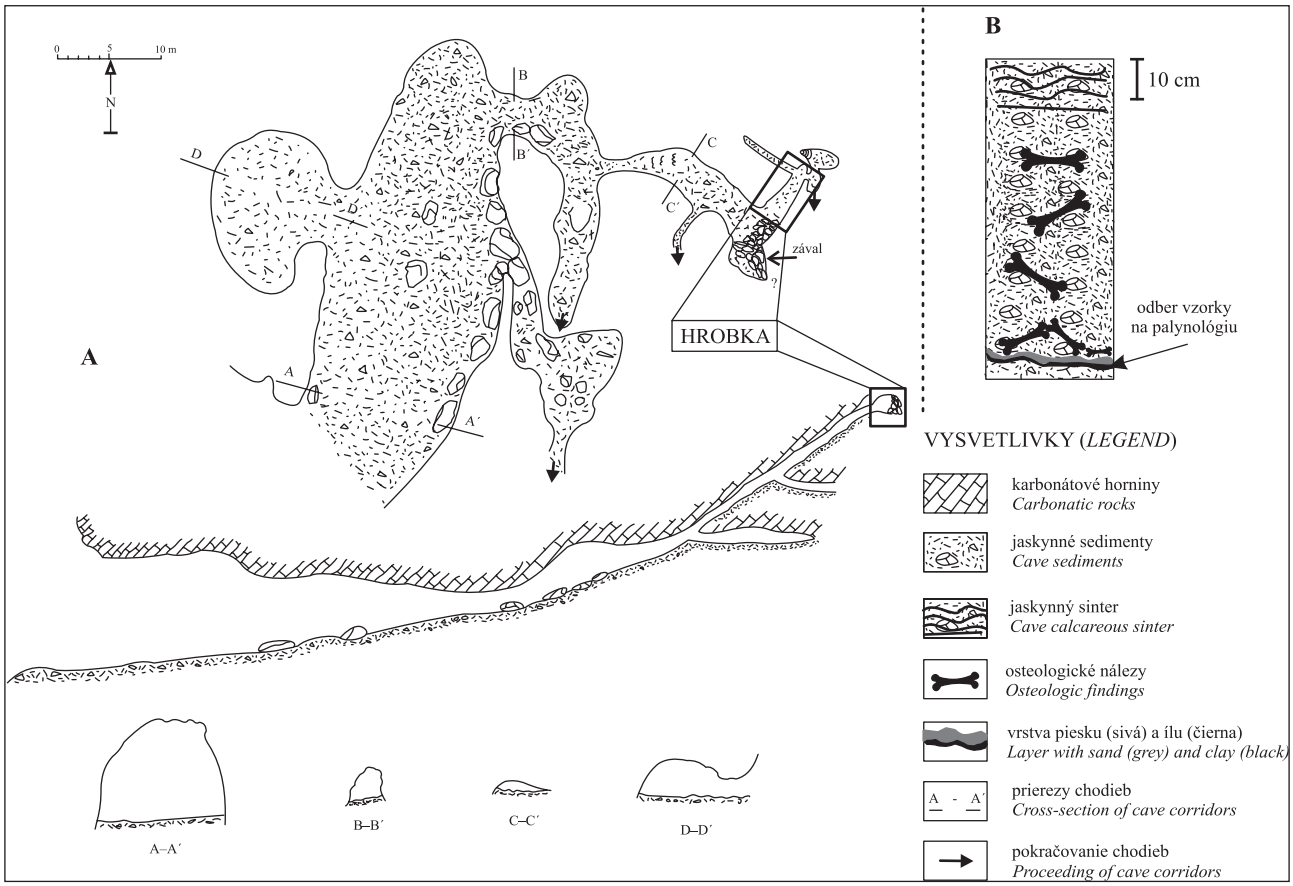
Záver

Nájdená vrchnopleistocénna až holocénna flóra s výskytom stromovitých druhov s vysokým podielom listnatých prvkov poukazuje na klimatické optimum, ktoré mohlo vládnuť v okolí jaskyne v období, keď tieto rastliny vegetovali. Prítomnosť druhu *Alnus* a *Salix* indikuje vlhkosť prostredia. Chladnejšiu periódu by dokazoval peľ rodu



Obr. 1. Lokalizácia Jaskyne Izabely Textorisovej v doline Konského dolu vo Veľkej Fatre.

Fig. 1. Location of Izabela Textorisová cave in the Konský dol valley in Veľká Fatra Mts.



Obr. 2. Pôdorys a priebeh Jaskyne Izabely Textorisovej (A) a litologický profil sedimentárnej výplne časti Hrobka s vyznačeným miestom odberu vzorky na palynológiu (B). Zameral P. Mitter, J. Feriančík, J. Rišian, J. Fedor, V. Púček, J. Tonhauser a E. Ťapaj 28. apríla 1972, doplnil a upravil A. Bendík (2007).

Fig. 2. Ground plan and course of Izabela Textorisová cave (A) and lithological profile with sedimentary filling in the part Hrobka (Tomb) and location of palynological sampling (B). Site surveying: P. Mitter, J. Feriančík, J. Rišian, J. Fedor, V. Púček, J. Tonhauser and E. Ťapaj, 28. 4. 1972, completed and adjusted by A. Bendík (2007).

Pinus, ale treba brať do úvahy ich ďalekodoletovosť. Tento výskum bol (pokiaľ ide o palynológiu) iba pionierskou prácou v Jaskyni Izabely Textorisovej a bolo by vhodné spracovať ďalšie vzorky aj z iných častí jaskyne, aby sa získali exaktné závery o paleoekológii daného obdobia v jej okolí.

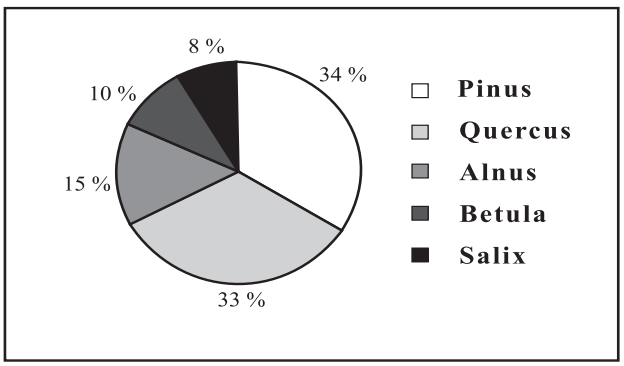
Poďakovanie. Ďakujeme Mgr. Márii Boďovej (Správa NP Veľká Fatra) za pomoc pri výskume a Mgr. Martinovi Sabolovi, PhD. (Prírodovedecká fakulta UK v Bratislave) za cenné rady a pomoc. Výskum sa uskutočnil vďaka podpore z projektu SNM v Martine (VVÚ-PrV-B4 *Zmena jaskynnej fauny na hranici pleistocén – holocén: príklady z územia Veľkej Fatry*), grantovej agentúry VEGA (projekt 1/3053/06 *Biodiverzita na území Západných Karpát v období vrchného pleistocénu a začiatku holocénu ako odraz klimatických zmien*) a grantovej agentúry APVV (projekt LPP-0362-06 *Náučnopoznávací sprievodca po geologických a geografických lokalitách stredného Slovenska*).

Literatúra

BENDÍK, A., 2005: Nové osteologické nálezy medveďa jaskynného (*Ursus spelaeus* ROS.-HEIN.) vo Veľkej Fatre. Kmetianum. *In: Zbor. SNM v Martine, 10, Martin, 226–231.*

BENDÍK, A., 2007a: Zachovanie kostier medveďa jaskynného (*Ursus spelaeus* Rosenmüller, 1794) v jaskyni Izabely Textorisovej vo Veľkej Fatre. Slovenský kras. *In: Zbor. SMOPaJ, 45, Liptovský Mikuláš.*

BENDÍK, A., 2007b: Ako pracovať s paleontologickými nálezmi v jaskyniach. *Spravodaj SSS, 4, Liptovský Mikuláš, 62–64.*



Obr. 3. Percentuálny výskyt arborálnych prvkov vo vzorke.

Fig. 3. Percentage occurrence of arboral elements in sample.

Bendík, A., 2008: Zmeny jaskynnej fauny na hranici pleistocén – holocén: príklady z územia Veľkej Fatry. Záverečná správa o plnení vedeckovýskumnej úlohy SNM v Martine. *Manuskript – archív SNM v Martine.*

Bendík, A. & Sabol, M., 2007: Cave Bears from the Cave of Izabela Textorisova (the Veľká Fatra Mts., Slovakia) – a state of the art. *Scr. Univ. Masar. brun., Geol., 35, Brno, 150–156.*

Doláková, N., 2004: Palinologická studia jeskynních sedimentů moravských krasových oblastí. *In: Zbor. abstraktov z 5. paleontologickej konferencie, Bratislava, 26.*

Navarro, C., Carrión, J. S., Munuera, M. & Prieto, A. R., 2001: Cave surface and the palynological potential of karstic cave sediments in paleoecology. *Rev. Palaeobot. Palynol., 117, 4, 245–265.*

Rukopis doručený 28. 4. 2008
Revidovaná verzia doručená 11. 6. 2008
Rukopis akceptovaný 29. 10. 2008

Mineralia Slovaca, 40 (2008), 155–170
ISSN 0369-2086

Vývoj a chronostratigrafia kvartérnych sedimentov a fosílnych pôdnych komplexov na lokalite Petrovany-Močarmany v Košickej kotline

JÁN KOŠŤÁLIK

Ústav geografie Prírodovedeckej fakulty UPJŠ, Jesenná 5, 040 01 Košice; ug@upjs.sk

Evolution and chronostratigraphy of Quaternary sediments and fossil soil complexes on the locality of Petrovany-Močarmany in the Košice Basin

In this article we present genesis, characteristics and chronological classification of frost wedges and other cryogenic structures being found by geomorphological investigations in northern part of Košice Basin.

In the locality Petrovany-Močarmany we found two generations of frost wedges in the geological profile through Quaternary sediments during 1986, 1992 and 1996.

The older one, which is in the basal periglacial accumulation, is represented by 4 to 7 frost wedges in the depths 80 to 103 cm of bag to onion shape from period glacial Donau (D). In their superposition we have found 165 cm deep and 26 cm wide frost wedge which was filled with fossil black soil from interglacial Günz – Mindel (G/M) period.

From the chronostratigraphic point of view, the locality of Petrovany-Močarmany represents a stratotype where fossil soil complexes from four interglacials (D/G, G/M, M/R and R/W) and five interstadials (G1/2, 62/3, R1/2, W 1/2 and W 2/3) as well as sediments from more stadials were found. The locality is significant also from archeological point of view. There was found a leafy cusp from Szeletien.

Key words: Košice Basin, interglacial, glacial, cryogenic structure, fossil soil

Podľa M. Lukniša a P. Plesníka (1961) Košická kotlina geograficky zaberá územie medzi Slanskými vrchmi na V, výbežkami Spišsko-šarišského medzihoria a Beskydského predhoria na S, Šarišskou vrchovinou, výbežkami Čiernej hory a Hornádskeho predhoria na Z. Jej južná hranica je umelá a reprezentuje ju štátna hranica s Maďarskou republikou.

Geomorfologicky má charakter kotlinovej pahorkatiny a patrí do nížinného typu kotlín s celkove priaznivými fyzickogeografickými pomermi (geologickou stavbou, reliéfom, teplotou, zrážkami, pôdou a vegetáciou) a so zvýšenou sociálnou a ekonomickou činnosťou. Vyznačuje sa silným potenciálom najmä nerudných surovín (ílu, piesku, spraše a jej derivátov – polygenetických sedimentov), ktoré sa v minulosti využívali vo väčšej miere (závody na výrobu tehál, prefabrikátov, stropných panelov a škridlíc).

Ťažbou suroviny v hliniskách sa odkrývali stále nové obzory a horizonty, čo výskumu prinášalo nové poznatky o povahe sedimentov, ich hrúbke, spôsobe uloženia geodynamických procesov, ktoré v nich prebiehali atď., ako aj o ich zaradení do chronostratigrafického systému.

Najviac sa využívali lokality v Prešove-tehelni, v Prešove v bývalých objektoch JRD na Rúrkoch, v Solivare, v Drienove a v Petrovanoch-Močarmanoch v severnej, prešovskej časti Košickej kotliny.

V príspevku podávame nové poznatky o genéze a charaktere kvartérnych sedimentov, o existencii kryogénnych štruktúr, množstve a type fosílnych pôdnych komplexov a o ich chronologickom zaradení.

Geografická poloha a charakteristika lokality Petrovany-Močarmany

Študovaná lokalita je na jv. okraji intravilánu Petrovian--Močarmian na hone Skalniská v nadmorskej výške (270–285 m) 280–290 m. Povrch akumulácie (proluviálnych a eolicko-deluviálnych sedimentov) je v relatívnej výške 70–85 m nad úrovňou Torysy (obr. 1).

Geomorfologicky komplex reprezentuje periglaciálny kužeľ uložený potokom Delňa na sedimenty kladzianskeho súvrstvia (vrchný karpat) vystupujúce v superpozícii teriakovského súvrstvia (karpat) v sv., prešovskej časti Košickej kotliny (Kaličiak et al., 1991).

Z pohľadu kvartérnej geológie a metód výskumu spraší a eolických sedimentov, ktoré sa v súčasnosti využívajú v rámci medzinárodnej sprašovej subkomisie INQUA, je lokalita Petrovany-Močarmany „stratotypom", kde možno získať komplex poznatkov o paleogeografických pomeroch a o priebehu geodynamických procesov v pleistocéne. Lokalita predstavuje litotypy sedimentov, fosílne pôdy, ako aj výskyt kryogénnych štruktúr, čo pri využívaní analytických údajov pomáha rozširovať poznatky o fyzickogeografických pomeroch v pleistocéne v reliéfe západokarpatských kotlín.

Je to unikátny kvartérny komplex zachovaný nielen na východnom Slovensku, ale v Západných Karpatoch vôbec. Možno ho porovnávať s obdobnými komplexmi z význačných lokalít, ako je Červený kopec v Brne v Českej republike, Paks v Maďarsku, Krems v Rakúsku, Kärlich, Ariensdorf v Nemecku či Nieledev v Poľsku.

V bazálnej časti komplexu s orientáciou na JZ vystupujú polohy štrkopiesku periglaciálnej akumulácie potoka Delne s obliakmi pyroxenicko-amfibolických andezitov hrubých 216–378 cm porušené kryogénnymi štruktúrami.

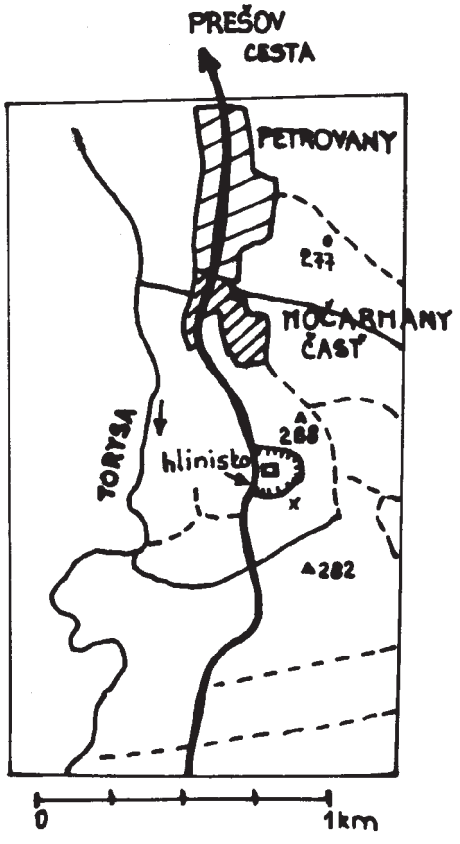
Akumulácia sa skladá z obliakov strednej zrnitosti s ∅ 8–15 cm, ale vyskytujú sa aj hrubé obliaky (∅ 20–40 cm), ojedinele aj bloky do 1 m, silno zvetrané na hrubý piesok. Menej častý je ryolitový štrk a tuf.

V ich superpozícii vystupuje komplex aleuro-pelitických sedimentov s výskytom typologickej fosílnej pôdy. Morfologicky sa vyznačuje vertikálnymi stenami s typickou hranolovitou odlučnosťou.

Geologická stavba a tektonika Košickej kotliny

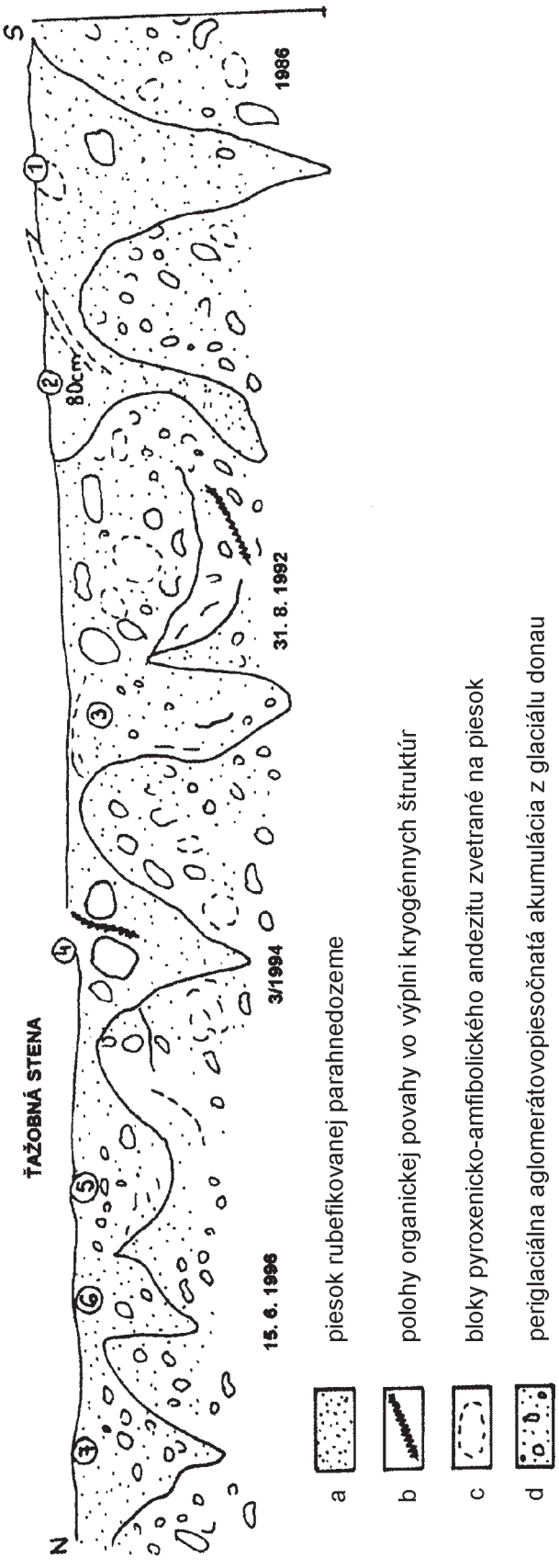
Košickú kotlinu ako súčasť neogénnej panvy charakteru „pul-apart – prepadliny" (Kaličiak et al., 1991) vypĺňajú molasové sedimenty z egenburgu až sarmatu a produkty neogénneho vulkanizmu. Jej stavba odráža zložité tektonickosedimentačné a paleogeografické pomery a reprezentujú ju rozličné litotypy hornín. Zlomy smeru SZ–JV, SV–JZ, S–J a Z–V ju rozdeľujú na niekoľko morfoštruktúrnych celkov. V počiatočných fázach jej vývoja sa prejavovali najmä zlomy smeru SZ–JV, pozdĺž ktorých od J zasahovalo more a prebiehala sedimentácia molasy.

Sedimenty majú psefiticko-psamiticko-pelitický ráz (prevahu má prachovec, piesok a íl) so sporadickým výskytom tufu a tufitu rozličnej hrúbky. Tektonické pohyby



Obr. 1. Geografická poloha lokality.

Fig. 1. Geographical location of Petrovany-Močarmany.



boli syngenetické a vyznievali od najvyššieho bádenu až do sarmatu (Kaličiak et al., 1991).

Ďalšie zlomové systémy smeru SV–JZ sa ako priečne zlomy prejavili rozsegmentovaním územia severnej časti kotliny na bloky (resp. kryhy), ktorých poklesová a zdvihová tendencia ovplyvňovala hrúbku a charakter najmä kvartérnych sedimentov. V reliéfe kotliny ich možno identifikovať podľa výškovej diferenciácie územia vo forme chrbtov, orientácie dolín, výraznou asymetriou územia (Delne, Šebastovky a Drienovského potoka), výskytom zosuvov na zdvihnutých kryhách (medzi Močarmanmi a Drienovom), ako aj celkovou morfológiou územia.

Koncom neogénu, ale najmä v kvartéri sa uplatňovali zlomy smeru S–J (hornádsky systém), ale najmä toryské, ktoré spôsobili vznik hrastových štruktúr Viničnej (k. 407,7), varhaňovského chrbta (na S od Košíc), ako aj celkový pokles kotliny vo vzťahu k Slanským vrchom (Lukniš et al., 1964).

Poklesové tendencie v severnej časti Košickej kotliny medzi Prešovom a Drienovom resp. Podhradíkom a Drienovom využívajú ľavostranné prítoky Sekčova a Torysy (Šebastovka, Šalgovícky potok, Soľný potok, Delňa, Petroviansky a Drienovský potok), ktoré zatláčajú najmä Torysu k východnému okraju Šarišskej vrchoviny, Čiernej hory, kde uložili rozsiahle periglaciálne kužele široké 2 až 7 km, čím spôsobili asymetriu doliny, ktorú tektonicko-klimaticky potvrdzuje generácia kvartérnych, sčasti terasovaných periglaciálnych kužeľov.

Geomorfologické mapovanie (Hochmuth a Lauko, 1985; Janočko, 1991) podrobne identifikovalo priebeh zlomových línií v území Šebastovka – Delňa na V a JV od Prešova, a tak prispelo k poznaniu tohto javu.

Mechanizmus vzniku systému zlomov smeru S–J podrobne skúmal Grecula et al. (1977). Autori (l. c.) predpokladajú, že hornádsky zlomový systém v neogénnej molase nemal veľký vplyv a jeho genézu pravdepodobne spôsobil cudzí element – kryštalicko-paleozoický a mezozoický segment zemplínskeho ostrova. Pohyby tohto bloku prispeli k vzniku poklesových zlomov v Košickej kotline orientovaných v smere S–J, ktoré predstavujú hornádsky zlomový systém. Dokázateľné pohyby sú okrem spodného bádenu až v najmladšom období, t. j. v kvartéri. Tie sa viac prejavujú v západnej časti kotliny, kým v severnej sú to toryské zlomy.

Naším geomorfologickým výskumom v prešovskej časti Košickej kotliny a extravilánu Prešova sme zistili aj výskyt zlomov smeru V–Z. V intraviláne Prešova má smer Z–V dolina od Cemjaty po mýto, dolina Borkút pri Haniske, čo potvrdzujú aj výrony minerálnej vody.

◀**Obr. 2.** Detail z výskytu kryogénnych štruktúr na lokalite Petrovany-Močarmany. a – piesok rubefikovanej parahnedozeme, b – polohy organickej povahy vo výplni kryogénnych štruktúr, c – bloky pyroxenicko-amfibolického andezitu zvetrané na piesok, d – periglaciálna aglomerátovopiesočnatá akumulácia z glaciálu donau.

Fig. 2. Detail from occurrence of cryogene structures in locality Petrovany-Močarmany. a – sand from rubbified brown soil, b – humus position in the packing of cryogene structures, c – block of pyroxene-amphibolite andesite weathered to sand, d – periglacial agglomerate–sand accumulation from glacial Donau (D).

Geofyzikálne, ako aj nivelačné merania najmladších fluviálnych sedimentov (Kvitkovič a Plančár, 1977; Nešvara, 1979) jednoznačne dokumentujú, že severná časť Košickej kotliny nie je stabilná. Najmä v úseku Ľubotice – Sekčov – Solivar prebieha pokles a prejavuje sa vznikom rozsiahlych rašelinísk (hĺbka do 5 m), ktoré sa podrobne skúmali ako archeologické lokality v oblasti Sekčova (Budinský-Krička v rokoch 1975–1980).

Materiál a metodika

Komplex hliniska sme sledovali od roku 1967 až do skončenia ťažby v roku 1995, sporadicky až po súčasnosť (keď individuálny vlastník autami odvážal surovinu do Drienovskej Novej Vsi na spracovanie). Pri výskume sme zistili, že sa ťažba začala už na západnom okraji hliniska v stene orientovanej na JV.

Ťažbou suroviny sa odkryla stena vysoká cca 8 m s výskytom fosílnych pôdnych komplexov zachytených v profile A z roku 1983. V podloží profilu sa zachytil vyše 3 m hlboký rubefikovaný horizont červenohrdzavej farby. Ťažilo sa korčekovým bagrom. Hrúbka podložia sa nezistila ani bagrovaním. Poznámka: Tento úsek hliniska podrobne študoval Čuchráč et al. (1977) a Janočko et al. (1998).

Pre rozdielnu kvalitu suroviny (striedanie fosílnej pôdy a eolicko-deluviálnych sedimentov) vedenie ťažobnej organizácie začalo ťažbu aj v stene na východnom okraji hliniska. Robili sa úložiská, pričom sa surovina miešala (záber hliniska je z roku 1988). Záujem o výrobky (odbyt) umožnil organizácii otvoriť ťažbu aj v čelnej stene hliniska – po rozsahu 20 cca 250 m s orientáciou steny na JZ.

V posledných rokoch sa surovina ťažila bagrami a hneď nakladala na autá a prevážala sa do tehelne v Drienovskej Novej Vsi. (Lanová dráha už bola zlikvidovaná, a preto sa využívala automobilová nákladná doprava.) Podľa priebehu ťažby a nových poznatkov o charaktere sedimentov a fosílnej pôdy sme na lokalite vytypovali tri profily (z každej steny po jednom) a z nich sme odobrali vzorky na mechanickú (zrnitosť) a chemickú analýzu (obsah $CaCO_3$, humusu, pH, S, T, V), analýzu celkového chemizmu a mineralogického zloženia (zastúpenie ílových minerálov zistené rtg. a elektronovým mikroskopom) a doplnili sme ju poznatkami mikromorfológie a údajmi absolútnej chronológie metódou TL (termoluminescencie) za spolupráce výskumu spraše v rámci INQUA s Maruszczakom a Butrym z Univerzity M. C. Sklodowskej z Lublina.

Na vybraných profiloch (v profile C a B) sme zistili kryogénne štruktúry, rozdielne typy fosílnych pôdnych komplexov, vyklinovanie a rozličné štruktúry sedimentov atď. a to nám umožnilo študovaný komplex lokality geneticky a chronostratigraficky bližšie zaradiť. Poznatky z ďalšej plánovanej ťažby suroviny môžu mať pre geologickú charakteristiku a stratigrafiu kvartéru značný význam.

Mineralogicko-petrografické zloženie periglaciálneho kužeľa a spraše na lokalite Petrovany-Močarmany

Periglaciálnu akumuláciu potoka Delňa v objekte hliniska Petrovany-Močarmany bolo možno študovať až

Tab. 1
Zloženie ťažkých minerálov spraší blízkeho okolia lokality Solivar, Prešov-Delňa, Petrovany-Močarmany
(Janočko et al., 1989; Košťálik, 1999)
Composition of heavy minerals in loess in the surroundings of the localities of Solivar, Prešov-Delňa, Petrovany-Močarmany
(Janočko et al., 1989; Košťálik, 1999)

Lokalita	% ťažkej frakcie	Minerál v %															
		granát	zirkón	rutil	turmalín	magnetit ilmenit	limonit	pyroxény	amfibol	limonit	distén	hyperotén	augit	apatit	chlorit	staurolit	pyrit	distén
Prešov – Solivar	0,24	2,9	1,1	1,1	1,7	64,8			1,1			26,5	1,1					
Prešov-Delňa	0,32	4,0	2,6	2,8	1,1	60,2			2,5					0,3	0,6			
Petrovany-Močarmany		0,3	1,3		2,6	82,4			1,9			5,1	0,9		0,3	0,9		

v rokoch 1986–1992–1996, keď sa predstavenstvo RD rozhodlo vo východnej časti vybudovať poľné hnojisko. Na to bolo treba vykopať odpadový kanál, aby zrážková voda z objektu odtekala.

Pri výkope sa prekopala periglaciálna akumulácia hrubá 216 až 378 cm (čo sa nepredpokladalo) v dĺžke 70 m a v nej odkryté najprv štyri kryogénne štruktúry (pozri prílohu) cibuľovitého tvaru, sčasti vyplnené piesočnatým materiálom s ∅ 0,05–0,25 mm (35,72 až 42,61 %) z nadložného rubefikovaného horizontu parahnedozeme. Práce boli dlhší čas na dva roky prerušené a neskôr pokračovali ryhou dlhou 85 m, v ktorej odkryli ďalšie 3–4 mrazové kliny (príloha).

Údaje o periglaciálnom kuželi podal Janočko (1991) a Košťálik (2003). Akumuláciu budujú pyroxenicko-amfibolické andezity s ∅ 7 x 6, 3 x 12, 14 x 22, 20 x 20 a 15 x 30 cm, no časté sú aj bloky veľké 40 x 70 cm až 1 m. Slabšie je zastúpený ryolitový štrk a ojedinele tuf. Štrk je polymodálny a podľa Janočka (1991) je zmesou frakcie stredných a hrubých obliakov, ako aj balvanov. Ich medzernú hodnotu tvorí zle vytriedený stredný až hrubozrnný piesok (mz = 0,12, Oz = 3,29) a zriedka drobný štrk.

Kaliber materiálu periglaciálnej akumulácie sa smerom na JV zmenšuje. V defilé periglaciálnej akumulácie zisťujeme, že sa hrúbka akumulácie mení, a to od 216–380 až do 430 cm.

Ílovú zložku akumulácie mineralogicky tvoria nepriehľadné minerály, ku ktorým pristupuje augit, hyperstén, limonit, magnetický rudný minerál a zirkón. Menej častý je biotit a apatit (Janočko et al., 1989).

Pre poznanie paleopedogických komplexov je dôležité aj zastúpenie ílových minerálov. Ich zloženie podávame z dvoch komplexnejších profilov (A a B). Na profile A je prevládajúcim minerálom kaolinit, ako ďalší je illit, v menšej miere haloyzit a smektit (tab. 1).

Na profile B má prevahu kaolinit a ako ďalší minerál je montmorillonit, haloyzit (v bazálnej černozemi má menší obsah illit a smektit). Zo získaných analytických poznatkov konštatujeme, že mineralogickú asociáciu študovanej lokality tvorí kaolinit, ďalším minerálom je montmorillonit a illit a menšie zastúpenie má haloyzit a smektit (Košťálik, 1999).

Kaolinit vzniká najmä zvetrávaním živcov v humídnych tropických alebo subtropických podmienkach v terciéri. Je najstabilnejším minerálom, nepriaznivým na využívanie pôdy, indikátorom klimatických zmien v geologickej minulosti (podľa Blancka a Keeseho, 1930, in Stejskal, 1958). V našich podmienkach sa uplatňuje v podzolizačnom procese zvýšeným obsahom SiO_2, ako aj úbytkom Al_2O_3 a málo zmeneným obsahom alkálií. Má pomerne malú sorpčnú kapacitu (3–15 mol/100 g).

Montmorillonit

Podľa Janočka et al. (1989) je na sledovanej lokalite zastúpený vulkanický aj tzv. degradovaný montmorillonit eolického pôvodu v interglaciáloch starého pleistocénu, vyznačujúci sa vysokým obsahom výmenných katiónov (60–100 mval/100 g).

Illit v našich klimatických podmienkach vzniká pri zvetrávaní primárnych alumosilikátov (najmä alkalických živcov). Vyskytuje sa vo zvetraninách vyvretých a premenených hornín v ílových sedimentoch a v spraši. Vyznačuje sa výmenou katiónov od 20–35 mval/100 g. Podľa Čičela, Nováka a Horvátha (1968) štruktúrne patrí do skupiny ílovitých sľúd. Vzniká z dioktaedrického muskovitu a trioktaedrického biotitu.

Pri diagnostike spraše a fosílnych pôdnych komplexov je dôležité zastúpenie a kvalita ílových minerálov. Doposiaľ sa nepodarilo zistiť priamy vzťah medzi vznikom spraše a ílových minerálov, a to najmä pre ich komplikované formy kryštalografických štruktúr (Čičel, Novák a Horváth, 1981). Mineralógovia sa tejto problematike v eolických sedimentoch podrobnejšie nezaoberali.

Ďalšie minerály vzhľadom na ich zastúpenie bližšie necharakterizujeme. Údaje záujemcom poskytne už uvedená literatúra.

Prehľad literatúry

Najkomplexnejšie poznatky o Košickej kotline sú od geológov. Týkajú sa predneogénneho podložia, litológie a stratigrafie neogénnych sedimentov, vymedzenia samostatných vulkanických štruktúr a ich časového zaradenia, vyhľadávacieho prieskumu polymetalických rúd a výskumu nerastných surovín.

Medzi význačné patria najmä práce Slávika et al. (1967), Slávika (1974), Greculu et al. (1977) a autorov uvedených vo vysvetlivkách ku Geologickej mape severnej a južnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny v mierke 1 : 50 000 Kaličiaka et al. (1991, 1996). Tieto práce hodnotia doterajšiu najvýznačnejšiu literatúru a uvádzajú hlavné problémy výskumu, ktoré musí riešiť nasledujúca generácia geológov.

Podľa doterajších poznatkov sa kvartérnej geológii venovala iba menšia pozornosť. Prvé údaje o kvartérnych sedimentoch v severnej časti Košickej kotliny z okolia Prešova podal Urbánek (1933, 1937), priložil k nim aj podrobnú mapu s udaním rozšírenia riečnych sedimentov a spraše. Geomorfologickú charakteristiku študovaného územia v *Prehľade geomorfologických pomerov východného Slovenska* podal Karniš a Kvitkovič (1970) a podrobnejšiu geomorfologickú mapu Prešova a okolia Karniš (1971). Zachytil v nej viac foriem a charakterizoval vyčlenené regióny a subregióny. V intraviláne Prešova udáva tri terasy vo výške 60, 30–40 a 20–25 m zakryté sprašovou hlinou v Košickej kotline medzi Prešovom a Drienovom udáva útržky vysokých terás a nižšiu pahorkatinu s periglaciálnymi kužeľmi Vaškovský (1977). Na priloženej geologickej mape kvartéru v severnej časti Košickej kotliny v doline Torysy medzi Prešovom a Drienovom uvádza proluviálne sedimenty (kamenistohlinité, hlinitokamenistý piesok a štrk) a sprašovú hlinu prevažne eolického pôvodu z würmského glaciálu. Aj tieto poznatky poukazujú na fakt, že ani prehľad o vývoji a stratigrafii týchto sedimentov nemali ani geológovia špecializujúci sa na kvartér.

Geomorfologické pomery Košickej kotliny (najmä jej južnej časti) charakterizuje Lukniš, Mazúr a Kvitkovič (1964). Za najstaršiu akumuláciu Hornádu pokladajú terasu vo výške 35–50 m medzi Košicami a Myslavou, Haniskou a Seňou a ďalšiu – vo výške 30 m – udávajú medzi Košicami a Čaňou.

Úsek Šebastovka – Delňa V od Prešova s rozlíšením periglaciálnych kužeľov geomorfologicky skúmal Hochmuth a Lauko (1985), čím prehĺbili poznanie asymetrických pomerov územia a tektonický vplyv na povahu kotliny.

Náplavové kužele Delne a Šebestovky študuje Janočko (1991). Opiera sa o výsledky terénneho výskumu z rokov 1988–1989. Okrem dynamiky priebehu periglaciálnej akumulácie ako najstarší vyčlenil kužeľ z mindela, staršieho a mladšieho risu, würmu a holocénu. Ich rozsah zachytil graficky. Ale údaje o eolických a deluviálnych sedimentoch chýbajú.

Poznatky o genéze a chronologickom zaradení sedimentov

Prvé poznatky o ložisku resp. o sprašovej hline na lokalite Petrovany-Močarmany sú z roku 1946 od Andrusova, keď sa začala surovina ťažiť.

Kvartérne sedimenty v hlinisku ako základnú tehliarsku surovinu na výrobu stavebného materiálu detailne študoval Čuchráč et al. (1977). Na základe päťdesiatich vrtov, šiestich rýh a jednej šachtice získali cenné údaje o hrúbke a charaktere sedimentov. Ložisko s bilančnou zásobou cca 4 milióny m^3 a hrúbke 7 až 11 m je „komplexom proluviálnych sedimentov“ uložených v piesčitohlinitej mase z interglaciálu R/W.

Po uložení prolúvia sa akumulovali hlinité sedimenty a vznikol „hlinito-tufitický pedokomplex“. V ďalšom období, t. j. vo würme (W 1/2), sa uložili sprašové sedimenty. V interštadiáli W 2/3 vznikla fosílna pôda a vo W3 svetložltá sprašová hlina.

Sumarizáciou názorov Čuchráča et al. (l. c.) sme dospeli k záveru, že ložisko vzniklo eolicko-deluviálnymi procesmi v období od mladého pleistocénu od glaciálu ris až po würm (W3).

Pri poznávaní kvartérnych sedimentov pomohol aj inžinierskogeologický výskum pracovníkov GÚDŠ v Košiciach (Janočko et al., 1989), ktorí územie študovali a podrobnejšie podľa prieskumných vrtov situovaných v úseku Petrovany – Dúbrava a Drienov – Mirkovce spracovali údaje o hrúbke kvartérnych sedimentov.

Kým na vyššie vystupujúcich formách reliéfu – na kryhách medzi Drienovom a Mirkovcami (Mladý les – Biela hlina (k. 280,4 až 288,5), hrúbka sedimentov je 2,5 m, na kryhe smerujúcej na JZ od Dúbravy cez Diely cez Niereše k. 338,8 na Potôčky – Kerňa – k. 301,4 na Chvost k. 249,1 5–10 až 15 m. Podľa výskumu je v samotnom hlinisku na lokalite Skalniská-Chmeľník-Gýmeš hrúbka kvartérnych sedimentov 5 až 10 m. Kvartérnogeologické sedimenty na lokalite Petrovany-Močarmany charakterizujú ako proluviálne sedimenty resp. ako polygenetickú hlinu premiešavanú aj materiálom z neogénnych sedimentov a prolúvií svahovou modeláciou, soliflukciou a zosúvaním.

Janočko et al. (l. c.) ako typy kvartérnych sedimentov vyčlenili proluviálne sedimenty a polygenetickú hlinu.

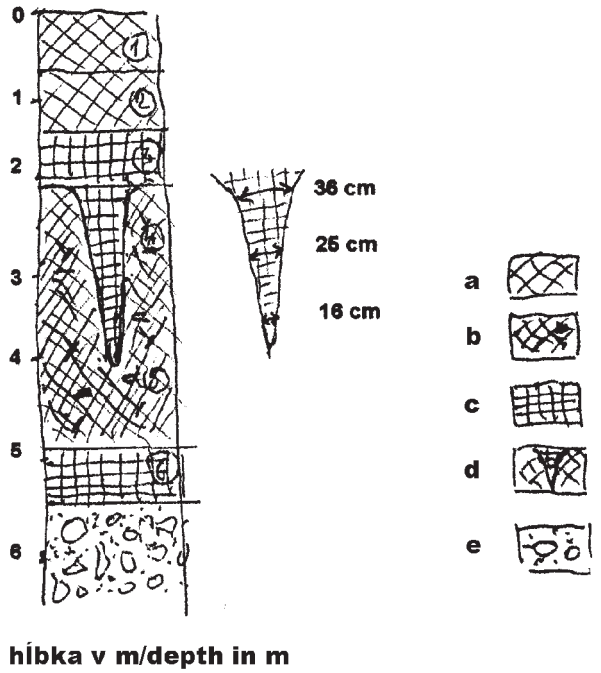
Vo vrtoch rozmiestnených v areáli hliniska, ako aj širšieho areálu (na JV od Prešova po Drienov a Mirkovce) JVP-21 (hĺbka 2,5 až 5,5 m), JVP-22 (hĺbka 3,0, 4,5 a 6,0 m), JVP-23 (hĺbka 0,5, 4,5 a 7,0 m) zistili prevahu hlavného granulometrického maxima vo frakcii prachu, čo môže poukazovať na jeho eolický pôvod. Na potvrdenie svojich názorov využívajú výskyt spraše v neďalekom Solivare.

Podľa autorov (l. c.) komplex sedimentoval v pleistocéne od obdobia glaciálu mindel. Na báze profilu hliny zistili dva druhy fosílnej pôdy resp. pôdne sedimenty, na ktorých sa vyvinula rubefikovaná fosílna pôda chronologicky zaradená do interglaciálu M/R a ďalšia do interglaciálu R/W.

Kvartérnogeologický komplex, jeho charakteristika a chronostratigrafia

Intenzitne nerovnaké tektonické pohyby v neogéne sa prejavili aj v kvartéri, značne deformovali paleoreliéf, čo sa prejavilo v nerovnakej hrúbke a v charaktere kvartérnych sedimentov. Dokumentuje to podrobný geologický výskum množstva odkryvov a vrtov na východnom Slovensku.

Na podrobné štúdium kvartérnych sedimentov a fosílnej pôdy v prešovskej časti Košickej kotliny sme využili hlinisko Petrovany-Močarmany, kde sa zachoval komplex hrubý 5 až 11 m rozdelený fosílnou pôdou a periglaciálnou akumuláciou.



Obr. 3. Mrazový klin v interglaciálnom horizonte D/G vyplnený fosílnym horizontom černozeme. a – Bt (f) horizont, b – horizont Bt (f) g r z interglaciálu D/G, c – Fh černozeme, d – mrazový klin porušuje horizont Bt (f) g r a vypĺňa ho fosílna černozem, e – periglaciálna andezitovo-piesočnatá akumulácia – glaciál, donau (D).

Fig. 3. Frost wedge interglacial horizon D/G filled with fossil horizon of chernozem. a – Bt (f) horizon, b – Bt (f) g r horizon from interglacial D/G, c – Fh fossil horizon from chernozem, d – frost wedge disintegrates Bt (f) g r horizon with filling by fossil chernozem, e – periglacial andesite–sand accumulation from glacial Donau D.

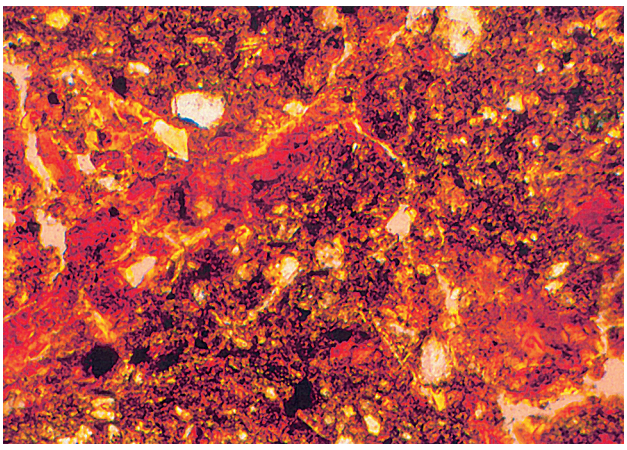
Komplex hliniska sme sledovali viac ako 30 rokov, situáciu v ťažobných stenách sme podrobne dokumentovali, a preto môžeme podať obraz o genéze a povahe sedimentov, priebehu a intenzite morfogenetických procesov a o ich časovom zaradení.

Spraš, periglaciálny štrkopiesok a paleopedologické komplexy zo starého pleistocénu

(z najstaršieho a starého pleistocénu D, D/G, G, G/M, M)

V objekte hliniska Petrovany-Močarmany sa zachytili sedimenty (eolické, periglaciálne i paleopôdne komplexy) rôznej genézy a veku. Študovali sme ich v troch ťažobných stenách, kde sa pri ťažbe sedimenty bagrom zhŕňali na úložiská, neskôr odvážali na spracovanie do tehelne v Drienovskej Novej Vsi, a tak sa miešali. Bazálnu časť komplexu zachyteného v hlinisku na tejto lokalite tvorí štrkopiesok a bloky pyroxenicko-amfibolického andezitu uložené Delňou na sedimenty kladzianskeho súvrstvia (vrchný karpat). V jeho vrchnej časti (blokovopiesočnatej) sme zistili viac mrazových klinov vyplnených rubefikovanou fosílnou pôdou a humóznymi polohami (obr. 3).

Akumuláciu budujú pyroxenicko-ambibolické andezity s ∅ 7 x 6, 3 x 12, 14 x 22, 20 x 20, 15 x 30 cm, no časté sú aj bloky veľké 40 x 70 cm až 1 m. Menšie zastúpenie má ryolitový štrk a ojedinele tuf. Štrk je polymodálny a podľa Janočka (1991) je zmesou frakcie stredných a hrubých obliakov i frakcie balvanov. Ich medzernou hodnotou je zle vytriedený stredný až hrubozrnný piesok (mz = 0,12, Oz = 3,29), zriedka drobný štrk. Kaliber materiálu periglaciálnej akumulácie sa smerom na JV zmenšuje. V defilé periglaciálnej akumulácie zisťujeme, že sa jej hrúbka mení – a to od 216–380 až do 430 cm. Podľa posledného výskumu územia (7. 3. 2008) sa pri výstavbe nového závodu na spracovanie suroviny odkryli polohy štrku vo dvoch stenách hrubých až > 5 m (nebola odkrytá až do neogénneho podložia).



Obr. 4. Mikromorfologický výbrus. Bazálna rubefikovaná parahnedozem z interglaciálu D/G na lokalite Petrovany-Močarmany. V zábere uprostred pohyb a separácia plazmy. Zväčšenie 40x.

Fig. 4. Micromorphological thin-section. Basal rubbified brown soil from interglacial D/G in locality Petrovany-Močarmany. Central part of picture demonstrates movement and plasma separation. Magnified 40x.

Kaliber štrku je vyrovnanejší (∅ 10 x 10 m, 15 x 10, 20 x 20 cm). Štrk je guľatý, dobre opracovaný, bez znakov kryogénnych štruktúr. Ojedinelé sú polohy Mn-Fe.

Odlišnosť štrkovej akumulácie môže poukazovať na dve polohy resp. dve generácie periglaciálnych kužeľov. Ťažba suroviny a ďalšia výstavba závodu môže v budúcnosti priniesť nové poznatky o fyzickogeografických pomeroch v pleistocéne.

V najvrchnejšej časti periglaciálnej akumulácie sa v roku 1992 zistili štyri kryogénne štruktúry (mrazové kliny) zaplnené piesčitým materiálom (∅ zŕn 0,05–0,25 mm; 35,72–42,61 %) z nadložného fosílneho pôdneho horizontu rubefikovanej parahnedozeme.

Neskôr (v roku 1996) práce na výkope odpadového kanála pokračovali (v dĺžke 85 m) a odkryli sa a podrobne študovali ďalšie mrazové kliny, a tak môžeme poskytnúť komplexnejšie defilé siedmich až ôsmich mrazových klinov. (Detailné zábery – náčrt na obr. 2).

Kryogénne štruktúry sú hlboké 80 až 103 cm, vrecovitého až cibuľovitého tvaru, syngenetické s formovaním periglaciálnej akumulácie. Možno v nich sledovať štrkové involúcie, mikroturbačné štruktúry (vertikálne postavené polohy štrku) s vyzrážanými hydroxidmi Fe, ako aj rozličné tlakové deformácie. Tieto javy sú výsledkom opakujúcich sa regelačných procesov vo vrstve molisólu pri teplote -1 až -5 °C v hĺbke do 1,5 m (Bryan, 1946; Sekyra, 1960). Periglaciálnu akumuláciu s výskytom kryogénnych štruktúr chronologicky zaraďujeme do starého pleistocénu glaciálu donau (D).

Glaciál donau (D) sa na lokalite Petrovany-Močarmany prejavil intenzívnou denudáciou periglaciálnej akumulácie, ako aj sedimentáciou aleuropelitických sedimentov piesočnatej spraše (∅ zŕn 0,05–0,25 mm; 21,27 %), 0,25–2,00 mm; 23,50 %), na ktorej sa za teplejších periód vyvinul bazálny horizont černozeme zachytený v analýzach i fotografiách (hĺbka 514–554 cm) na profile B (obr. 3).

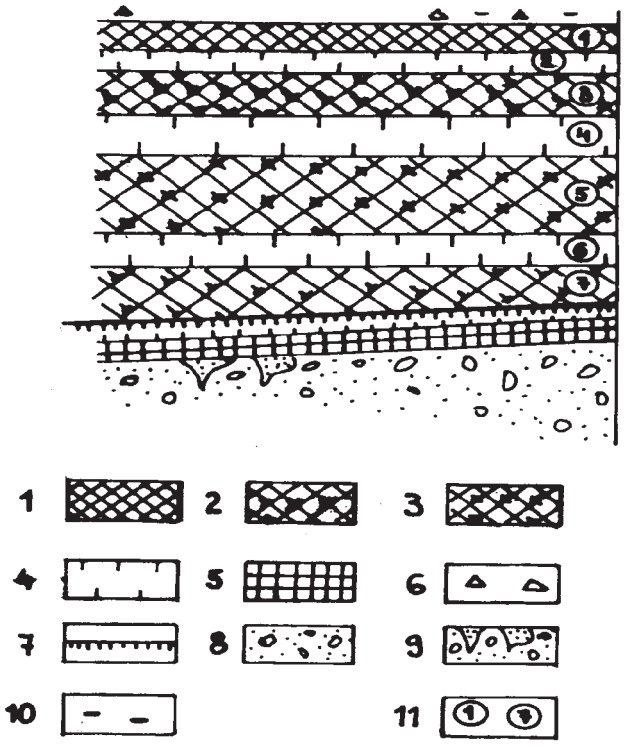
Sedimentácia aleuropelitických sedimentov prebiehala ďalej. Potvrdzuje to poloha 240 až 300 cm hrubého psefiticko-psamitického sedimentu (hĺbka 214–514 cm; 75,40–81,84 % SiO_2), na ktorom sa v teplom období vyvinul hlboký horizont rubefikovanej parahnedozeme (obr. 4). Chronologicky ho zaraďujeme do interglaciálu donau – günz (D/G), ktorý Woldstedt (1962) z klimatickej stránky charakterizuje ako veľmi teplý s častými vlhkejšími periódami, vo vrcholnej fáze o 4–5 °C teplejší ako v súčasnosti. V ňom prebiehalo intenzívne chemické zvetrávanie (sialitické, sialiticko-alitické), o čom svedčí vysoký obsah Al_2O_3 (21,79 %) i kaolinitu zachyteného rtg. analýzou v bazálnych častiach profilu B.

Interglaciálny horizont (Bt_3(f) r g a Bt_4 (f)r) v hĺbke 214–458 a 458–514 cm sú odlišné minimálne. Minimálne sú aj zrnitostné rozdiely, tiež v ich chemizme, ale morfologické znaky v ich odlíšení v prírodných podmienkach boli zreteľné. Horizont Bt_3(f) r g je oranžovočervenohnedý (2.5YR 6/6–8), piesočnatohlinitý až hlinitý (∅ zŕn < 0,001 až 0,01 ma 33,00 %), prizmatickej až griesovitej štruktúry (vyvíjajúci sa v permafroste), intenzívne rozvetraný, so sporadickým výskytom štrku (ako dôsledok soliflukčných procesov) silne rubefikovaný, oglejený.

Z mikromorfologického štúdia v ňom sledujeme pohyb a separáciu plazmy, ako aj tmavšie polohy (zhluky) organických látok s ojedinelým výskytom Mn novotvarov

Obr. 5. Celkový pohľad na hlinisko s hlbokou pôdou.

Fig. 5. General view on loam pit with deep soil.



Obr. 6. Profil C. 1 – horizont Bt (f), 2 – horizont Bt (f) g (oglejený), 3 – horizont Bt (f) g r (oglejený, rubefikovaný), 4 – spraš, 5 – humusový horizont – černozem, 6 – navážka – deštrukcia povrchu akumulácie, 7 – ťažobná stena, 8 – periglaciálna kužeľová akumulácia, 9 – kryogénne štruktúry v periglaciálnej akumulácii, 10 – poloha odberu vzoriek na mikromorfológiu, 11 – odber vzoriek na analýzy.

Fig. 6. Profile C. 1 – Bt (f) horizon, 2 – Bt (f) g horizon (gley), 3 – Bt (f) g r horizon (gley rubbified), 4 – loess, 5 – humic horizon – chernozem (black soil), 6 – langnette – destruction piling up, 7 – exploitation wall, 8 – periglacial come piling up, 9 – cryogenic structures or periglacial piling up, 10 – core sampling for micromorphology, 11 – location of samples for analyses.

Tab. 2
Totálny chemický rozbor spraše a fosílnej pôdy tavením Na_2CO_3 na lokalite Petrovany-Močarmany
Total chemical analysis of loess and fossil soil with carbonate sodium on the locality Petrovany-Močarmany
Profil C

Číslo vzorky	Hĺbka horizontu v cm	Označenie horizontu	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	P_2O_5	MnO	SO_3	K_2O	Na_2O	Strata žíhaním	Súčet Σ	$\frac{CaO + K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$
1	30–80	Bt_1 (f)	76,30	9,51	3,93	0,70	0,56	0,81	0,08	0,103	0,07	1,36	0,84	2,85	97,13	0,287
2	80–132	PCa	80,40	8,97	2,75	0,93	0,84	1,21	0,07	0,021	0,03	1,83	0,90	3,71	101,66	0,397
3	132–219	Bt_2 (f) g	72,61	12,64	4,95	0,94	0,70	0,60	0,09	0,093	0,06	1,50	0,96	2,70	97,04	0,250
4	219–279	PCa	78,35	8,75	2,90	1,06	0,86	1,23	0,08	0,039	0,04	1,98	0,81	3,92	100,01	0,417
5	279–417	Bt_3 (f) g	70,75	13,58	5,50	0,94	0,95	1,12	0,14	0,096	0,04	1,57	0,86	8,82	98,36	0,248
6	417–467	PCa g	76,62	10,89	3,52	1,06	0,84	0,60	0,18	0,032	0,02	1,42	0,83	2,89	101,79	0,283
7	467–507	Bt_4 (f) r	79,40	10,71	2,00	0,65	0,98	0,60	0,09	0,010	0,03	1,27	0,59	2,78	99,11	0,265

(v dolnej a strednej časti záberu; obr. 5). Horizont porušili kryogénne procesy. Zistili sme v ňom mrazový klin mrkvovitého tvaru hlboký 165 a široký 36–25–16 cm. Je výsledkom intenzívnych klimatických zmien zachytených v zmenách paleopedologických reprezentantov. Vypĺňa ho fosílny horizont černozeme z nadložia.

Interglaciálny rubefikovaný horizont stratigraficky zaraďujeme do interglaciálu donau – günz (D/G), ktorý Woldstedt (1962) charakterizuje ako veľmi teplý, s častými vlhkými periódami, vo vrcholnej fáze o 4–5 °C teplejší ako v súčasnosti – recent Ruddiman a Intere (1976) ho považujú za teplý a vlhký s chladnými výkyvmi s rubefikovanou pôdou zo skupiny plastosólov (Braunlehmov).

Na študovanej lokalite koncom glaciálu günz (štadiál G3) nastali výrazné zmeny. Predpokladáme, že sa pod vplyvom tektonických pohybov vytvorili vyvýšené časti územia – chrbty a depresie uvalinového typu a že tieto mezoformy reliéfu a klimatické zmeny spôsobili značnú eróziu sedimentov, a tým ich redukciu.

Intenzívne geodynamické procesy sa prejavili nápadným oddelením jednotlivých horizontov. Možno ich sledovať na priloženom schematickom profile C, ako aj na fotografickom zábere resp. v analytických údajoch uvedených v tab. 1 v hĺbke 0–92 až 92–153 cm.

V strednej časti hliniska, orientovanej na JZ, sme sledovali komplex trojakej resp. štvorakej fosílnej pôdy striedajúcej sa s dvoma resp. troma polohami spraše (foto 7). Komplex vystupuje v superpozícii staršej série kryogénnych štruktúr chronologicky zaradených do starého pleistocénu – glaciálu donau (D).

V ťažobnej stene na profile C (obr. 6, tab. 2, v jeho bazálnej časti, sme zachytili dva horizonty (hĺbka 214–514 cm, vzorka 6 a 7) s rovnakým zrnitostným zložením, no s odlišným chemizmom. Tieto rozdiely možno vysvetliť vnútroprofilovým zvetrávaním, dlhotrvajúcimi prebiehajúcimi procesmi v depresnej časti lokality. Chronologicky zodpovedajú interglaciálu donau – günz (D/G), zistenému na profile B, a syngenetickou akumuláciou pelitického materiálu (∅ zŕn 0,05–0,25 mm 42,60 %), ktorý reprezentuje poloha spraše hrubá 50 cm (obr. 6, tab. 2).

Spraš je sivooranžová (10YR 7/3–4) piesočnatohlinitá, hrudkovitej štruktúry, slabo karbonátová a slabo oglejená. Chronologicky ju zaraďujeme do günzského štadiálu (G3) (studené obdobie menap severoeurópskeho stratigrafického systému), ktorý aj v chladnom období má teplotu okolo 0 až +1 °C, prípadne 0–2 °C, často ako oceánske.

Spraš a paleopedologické komplexy zo stredného pleistocénu

Na profile C v hĺbke 279–417 cm (tab. 2) sa na sprašových sedimentoch vyvíjal fosílny horizont Bt_3(f)g, výrazne sa prejavujúci v ťažobnej stene (obrázok, baza, spodná časť záberu). Horizont je hrubý 138 cm, slabo humózny (obsah 0,365 %), slabo karbonátový (0,20 %) so znakmi oglejenia. Typologicky reprezentuje iluviálny horizont silne podzolovanej kambizeme až pseudogleja (PGS). Podľa morfológie pôdneho profilu predpokladáme jeho vývoj v podmienkach existencie permafrostu (v časti molisólu)

Tab. 3
Základná analytická charakteristika spraše a fosílnej pôdy na lokalite Petrovany-Močarmany
Basic analytical characteristic of loess and fossil soil on the locality Petrovany-Močarmany
Profil C

Číslo vzorky	Hĺbka horizontu v cm	Označenie horizontu	Zrnitosť v mm < 0,001	0,01	0,01–0,05	0,05–0,25	0,25–2,00	Humus v %	Karbonáty v %
	0–30	Navážka – antropogénny zásah							
1	30–80	Bt_1 (f)	23,79	20,49	31,85	22,56	1,31	0,375	0,56
2	80–132	PCa	16,36	17,20	45,27	18,49	2,68	0,136	0,84
3	132–219	Bt_2 (f) g	28,24	15,64	42,36	11,65	2,11	0,205	0,70
4	219–279	PCa	13,49	20,77	34,83	27,25	3,66	0,170	0,56
5	279–417	Bt_3 (f) g	29,40	15,56	30,54	20,36	4,14	0,365	0,20
6	417–467	PCa g	25,46	7,50	15,44	42,60	8,90	0,140	0,18
7	467–507	Bt_4 (f) r	25,50	7,92	26,56	35,72	4,30	0,215	0,10

pod vegetačným krytom lesotundry v dlhšom časovom úseku interglaciálu. Z chemickej stránky sa vyznačuje vyšším obsahom Al_2O_3 (13,58 %) aj Fe_2O_3 (5,50 %).

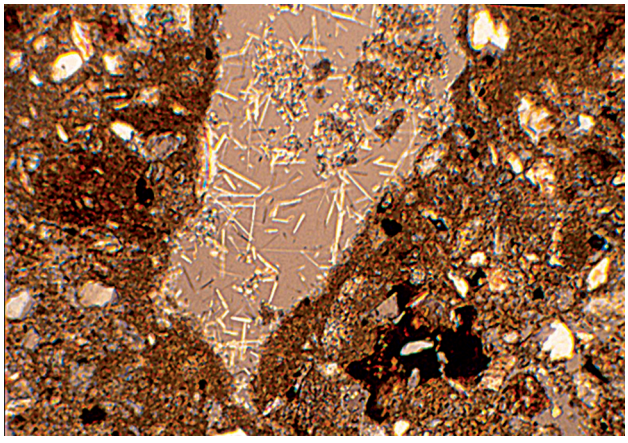
V mikromorfologických záberoch analyzovanej vzorky sú aj znaky rubefikácie (žltohrdzavé polohy), ako aj guľovité polohy ortštajnu a konkrécie humusovo-Mn-Fe novotvarov (detailný záber, obr. 8). Chronologicky ho zaraďujeme do interglaciálu günz – mindel (G/M) (kromérsky interglaciál). Podľa Woldstedta (1962) sa klimaticky prejavuje ako teplý (s letnou teplotou 11–14 °C) so striedaním s vlhkejšími periódami.

Pedogenetický proces bol ovplyvnený klimaticky, pričom sa tvorili parahnedozeme, často rubefikované.

Nasledujúci glaciál mindel (M) elster sa na študovanom profile prejavuje intenzívnou denudáciou, značným odnosom a akumuláciou spraše (hĺbka 219–279 cm) podložného horizontu ∅ zŕn 0,01–0,05 mm 34,83 % i jemného piesku s ∅ zŕn 0,05–0,25 mm 27,25 %).

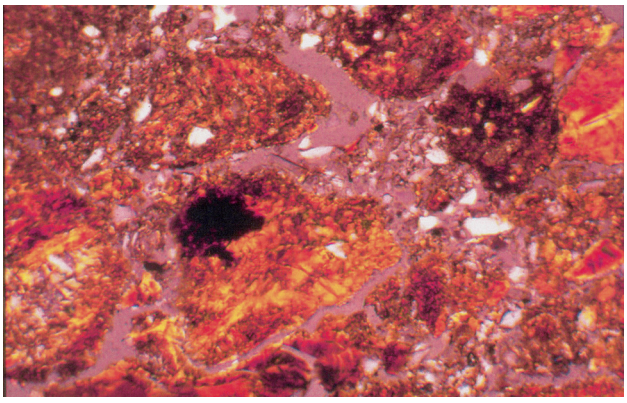
Spraš je hlinitopiesočnatá, hrudkovitá (v hornej časti záberu sú aj väčšie hrudky), sivooranžová (7.5YR 7/3) a vyznačuje sa vysokým obsahom zŕn SiO_2 (78,35 %) s ojedinelým výskytom pórov.

Ďalší vývoj sedimentov na profile C možno označiť za sprašový komplex (hĺbka 132–219 cm s ∅ zŕn 0,01–0,05 mm 42,36 %). Vyvinul sa na ňom výrazný pedokomplex Bt_2(f)g (dobre je zachytený na fotografii). Vyznačuje sa intenzívnym vnútroprofilovým zvetrávaním, vrstvovitosťou po soliflukcii a intenzívnym oglejením. Typologicky predstavuje pôdu slabo podzolovanú až pseudoglej (PGS) vyvíjajúcu sa v stepnolesotundrových podmienkach (obr. 8). Chronologicky ju zaraďujeme do interglaciálu mindel – ris (M/R) – (holsteinský interglaciál). Woldstedt (1962) – tento interglaciál charakterizuje ako teplý a vlhký vo vrcholnej fáze s teplotou do 12 °C s vlhšími chladnými periódami, čo sa prejavovalo intenzívnym vnútroprofilovým zvetrávaním a miernym zmyvom. Ďalší vývoj sedimentov na študovanom profile sa prejavuje ako výsledok ochladenia sedimentáciou spraše (∅ zŕn 0,01–0,05 mm 45,27 %). Reprezentuje nástup suchého a chladného riského glaciálu, ktorý sa najmä na začiatku prejavuje intenzívnym zmyvom, svahovou modeláciou, klimatickými zmenami, zvýšeným obsahom $CaCO_3$ (0,84 %) a intenzívnejšími pedogenetickými procesmi. Tieto poznatky potvrdzuje aj mikromorfologický záber (obr. 9). V zábere je sledovateľný aleuritický sediment ostrohranného charakteru poukazujúci na krátky transport. Niekoľko väčších zŕn kremeňa a živec vystupujú len v okrajových častiach. Chronologicky ho zaraďujeme do starého risu (R1) (glacial Saale S. Stn. nemeckých autorov).



Obr. 7. Ihličkovitý lublinit vo fosílnej černozemi.

Fig. 7. Acicular lublinite in fossil chernozem.



Obr. 8. Mikromorfologický výbrus. Fosílna kambizem až pseudoglej s aktívne zvrstvenou plazmou z interglaciálu M/R. Zväčšenie 40x.

Fig. 8. Micromorphological thin section. Fossil cambisoil to pseudogley soil with active folded plasma from interglacial M/R. Magnification 40x.

Tab. 4
Základná analytická charakteristika spraše a fosílnej pôdy na lokalite Petrovany-Močarmany
Basic analytical characteristic of loess and fossil soil on the locality Petrovany-Močarmany
Profil B

Číslo vzorky	Hĺbka horizontu v cm	Označenie horizontu	Zrnitosť v mm					Karbonáty v %	pH v KCl	P v ppm	K
			< 0,001	0,01	0,01–0,05	0,05–0,25	0,25–2,00				
1	0–92	Bt_1	38,00	22,80	26,86	11,34	1,00	0,2	4,2	0	81,5
2	92–153	Bt_2	29,40	15,56	30,54	20,36	4,14	0,2	4,1	0	77,8
3	153–214	H (f)	26,90	19,62	17,28	21,48	14,72	0,125	4,2	2,45	74,1
4	214–458	Bt_3 (f) r g	25,46	7,50	15,44	42,60	8,90	0,18	4,6	9,87	77,8
5	458–514	Bt_4 (f) r g	25,50	7,92	26,56	35,72	4,30	0,1	4,8	2,24	77,8
6	514–554	H (f)	29,74	14,94	10,55	21,27	23,50	0,15	4,9	3,59	129,6

V superpozícii na aleuropelitickom sedimente (∅ zŕn 0,01–0,05 mm 31,85 %) sa vyvíjal horizont Bt_1(f) interštadiálu ris 1/2 *(Treene interglacial)*. Vyznačuje sa určitou hrúbkou (50 cm). Vyvíjal sa za pomerne teplých a veľmi vlhkých podmienok, keď (∅ teplota dosahovala 10–11 °C), vo vrcholnej fáze obdobia možno aj viac.

Typologicky ho označujeme ako horizont Bt_1(f) – kambizeme alebo hnedozeme. Je svetlo hnedosivý (MUNSEL 2,5 YR 7/2), hlinitý, hrudkovitej až prizmatickej štruktúry, slabo oglejený, so škvrnami Fe_2O_3, veľmi slabo humózny (0,375 %) a slabo karbonátový. Chronologicky ho možno porovnávať s horizontmi zistenými na profile A (z würmského glaciálu). Vyznačuje sa vyšším obsahom frakcie a jemného prachu (priemer 0,05–0,25 mm 22,56 %). Je hlinitý, slabo humózny, slabo karbonátový, sýtožltohnedý (10 YR 6/6–8). Granulometricky je to aleuropelitický sediment s vysokým podielom kremeňa (76,30 %) dobre tmelený železitým tmelom. V katastrálnom území obce je častý. Je v dosahu hospodárskej činnosti poľnohospodárstva ako reliktná pôda.

Spraš a paleopedologické komplexy z mladého pleistocénu od štadiálu ris 2 interglaciálu R/W až štadiálu W3

Pri chronostratigrafickom zaraďovaní spraše resp. jej derivátov a fosílnych pôdnych komplexov na lokalite Petrovany-Močarmany sme doteraz využívali paleopedologické poznatky, stupeň resp. intenzitu rubefikácie, pôdny typ, ako aj superpozíciu uloženia sedimentov.

V rámci európskeho záujmu o štúdium spraše som ako člen sprašovej subkomisie INQUA v tesnej spolupráci s Maruszczakom a Butrym z Univerzity MCS z Lublina získal údaje absolútnej chronológie metódou TL, a preto môžeme študované sedimenty chronostratigraficky zaradiť presnejšie a komplexnejšie. (Podrobne sa študovali aj ďalšie profily, ale pre náhlu smrť Butryma sa výskum neskončil.)

Bazálnu grafickú časť profilu A (kde sa ťažba v hlinisku začala) – hĺbka 750–920 cm – reprezentuje piesočnatý až hlinitopiesočnatý horizont Bt(f) r g sivočervenej (10R5/4) až intenzívne červenohnedej farby (2.5 YR 5/6–8) s vysokým obsahom jemného (∅ zŕn 0,05–0,25 m 28,47–66,99 %) až hrubého a stredného piesku (∅ zŕn 0,25–2,00 mm 11,42–23,81 %) s nízkym obsahom humusu (0,790–1,056 %), slabo karbonátový (0,56–1,02 %) a oglejený. Komplex pokladáme za koluviálny, premiešaný v depresnej časti, v úvaline – okrem soliflukčných aj kryonivačnými procesmi a uložený na fosílny interštadiálny horizont ris 1/2 (R1/2).

Z mikromorfologického štúdia vzorky z hĺbky 790–843 cm zisťujeme povahu elementárnej štruktúry, rozsah novotvarov, ako aj jej celkový charakter. Pôdna plazma

Obr. 9. Spraš z obdobia glaciálu mindel.

Fig. 9. Loess from the Mindel glacial.

Obr. 10. Pohľad na ťažobnú stenu hliniska na profile A orientovanej na JV. V strede záberu je poloha spraše z obdobia W1 hrubá 35–55 cm. Január 2007.

Fig. 10. View on exploitation wall of loam pit in profile A oriented to SE. In the centre of the photograph the loess interbed from W1 period being thick 35–55 cm is located. January 2007.

Tab. 5
Totálny chemický rozbor spraše a fosílnej pôdy tavením Na_2CO_3 na lokalite Petrovany-Močarmany
Total chemical analysis of loess and fossil soil with carbonate sodium on the locality Petrovany-Močarmany
Profil B

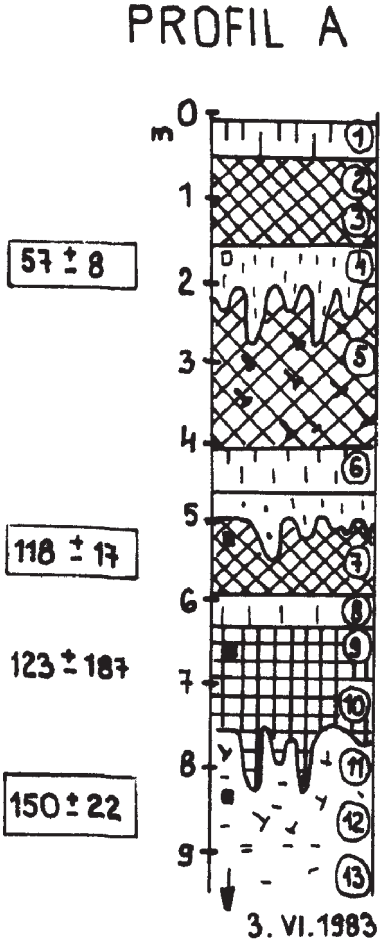
Číslo vzorky	Hĺbka horizontu v cm	Označenie horizontu	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	P_2O_5	MnO	SO_3	K_2O	Na_2O	Strata žíhaním	Súčet Σ	$\frac{CaO + K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$
1	0–92	Bt_1	70,75	13,58	5,50	0,94	0,86	1,23	0,17	0,056	0,02	1,95	0,83	3,44	99,99	0,268
2	92–153	Bt_2	72,28	13,04	4,63	0,98	0,99	1,02	0,20	0,070	0,05	1,74	0,79	3,87	99,66	0,270
3	153–214	H (f)	71,72	12,68	4,83	0,79	0,86	1,44	0,06	0,046	St.	2,40	0,94	4,29	100,0	0,331
4	214–458	Bt_3 (f) r g	79,40	10,71	2,00	0,65	0,84	0,60	0,18	0,010	0,02	1,42	0,83	2,89	99,55	0,289
5	458–514	Bt_4 (f) r g	81,84	9,70	1,80	0,49	0,98	0,60	0,09	0,032	0,03	1,27	0,59	2,78	100,20	0,293
6	514–554	H (f)	56,57	21,79	8,67	0,94	1,17	0,43	0,12	0,865	0,03	1,07	0,32	8,03	100,01	0,117

je sivohrdzavá a opticky orientovaná, má sepickú mikroskladbu so znakmi prevrstvenia. Ojedinelé sú drobné i väčšie novotvary (1 až 3 cm), humusovo Mn a Fe. Novotvary sú drobné aj väčšie (1–3 cm), organominerálne (Mn a Fe). Horizont je postihnutý exikačnými puklinami hlbokými až 70–90 cm.

Podľa údajov TL vek je 150 ± 22 tisíc rokov BP, čo zodpovedá štadiálu risu (R2).

V superpozícii horizontu Bt (f) g, r (v hĺbke 453–750 cm) sme vyčlenili niekoľko horizontov (Bt_4, PCa, Fh_1 a Fh_2), ktoré sú zrnitostným zložením dosť podobné (priemer zŕn 0,01–0,05 26,15–42,36 %, priemer 0,05–0,25 mm 26,44–33,45 %). Komplex je hlinitý, karbonátový (0,56–0,84 % $CaCO_3$), ale s rozdielnym obsahom humusu (0,170–0,650 %). Pôdna plazma (hĺbka 633–750 cm) je rozložená rovnomerne, sčasti intenzívne orientovaná (mikroskladba sepická, insepická – vo forme ostrovčekov) a omnisepická (pruhovaná) s nerovnakou extinkčnou hodnotou.

Novotvary Mn a Fe, ako aj organominerálne časti veľké do 2 cm sú silne zvetrané. V strede komplexu (hĺbka 593–633 cm) je poloha spraše (priemer 0,01–0,05 mm 31,84 %) lístkovitej až hrudkovitej štruktúry, slabo karbonátová

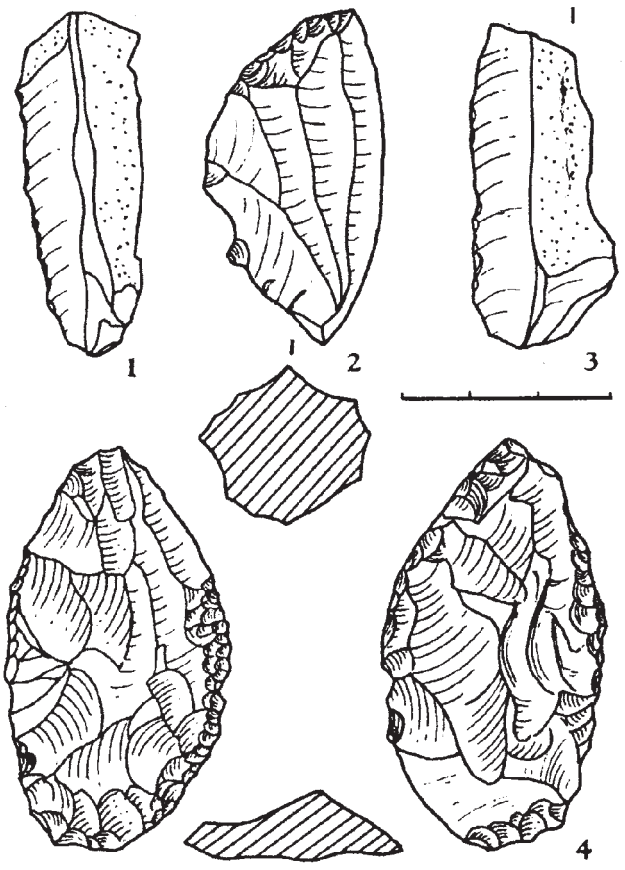


Obr. 11. Priebeh akumulácie spraše a fosílnej pôdy na profile A stratigraficky zaradený podľa údajov termoluminescencie (TL).

Fig. 11. Profile A through loess and fossil soil accumulation dated by thermoluminiscence (TL).

Tab. 6
Základná analytická charakteristika spraše a fosílnej pôdy na lokalite Petrovany-Močarmany
Basic analytical characteristic of loess and fossil soil on the locality Petrovany-Močarmany
Profil A

Číslo vzorky	Hĺbka horizontu v cm	Označenie horizontu	Zrnitosť v mm					Humus v %	Karbonáty v %	pH v KCl
			< 0,001	0,001–0,01	0,01–0,05	0,05–0,25	0,25–2,00			
1	0–40	Hor g	27,69	17,88	32,23	19,70	2,50	1,737	0,70	–
2	40–100	Bt_1	14,34	18,06	40,81	23,70	3,09	0,375	0,70	–
3	100–154	Bt_2	21,97	16,89	39,84	20,19	1,11	0,373	0,70	–
4	154–191	PCa	23,79	20,49	31,85	22,56	1,31	0,136	0,56	–
5	191–401	Bt_3g	16,36	17,20	45,27	18,49	2,68	0,205	0,84	–
6	401–453	PCa	28,24	15,64	42,36	11,65	2,11	0,170	0,70	–
7	453–593	Bt_4	13,49	20,77	34,83	27,25	3,66	0,365	0,56	–
8	593–633	PCa	16,20	21,04	31,84	30,82	0,10	0,399	0,84	–
9	633–663	Fh_1	15,11	18,59	28,24	33,45	4,65	0,170	0,84	–
10	663–750	Fh_2	20,69	17,03	26,15	26,44	9,69	0,650	0,84	–
11	750–790	Bt_5g	21,69	8,31	20,55	28,47	20,98	0,880	0,56	–
12	790–843	Bt_6gr	18,17	7,60	8,26	42,16	23,81	1,056	1,02	–
13	843–920	Bt_7gr	7,88	6,28	7,43	66,99	11,42	0,790	0,56	–



Obr. 12. Výber kamennej industrie na lokalite Petrovany-Močarmany.

Fig. 12. Representative samples of the stony industry from the locality Petrovany-Močarmany.

(0,84 % $CaCO_3$) a slabo oglejená. Vo forme exikačných puklín zasahuje do podložia. Podľa údajov TL jej vek je 123 ± 18 tisíc rokov BP (obr. 10).

V superpozícii spraše je horizont Bt_4 hrubý 140 cm, ktorý sa vyvíjal na aleuropelitickom sedimente. V mikromorfologickom výbruse je sivožltohrdzavý. Plazma je výrazne orientovaná okolo pórov (vosepická) a miestami tvorí zhluky (insepická). Póry a novotvary sú časté. V zábere možno sledovať pukliny vyplnené plazmou. Podľa údajov TL má horizont 118 ± 17 tisíc rokov BP.

Celý komplex chronologicky zaraďujeme do emského interglaciálu (R/W), ktorý sa klimaticky charakterizuje ako veľmi teplý, vlhkejší, vo vrcholnom úseku podstatne teplejší a vlhkejší ako v súčasnosti (teplota vyššia o 2–3 °C a zrážky vyššie o 50 %; Ložek, 1973).

Obdobie resp. prechod od interglaciálu ku glaciálu sa na profile neprejavili súvislou sedimentáciou, ale výraznou zmenou teploty ako fáza Ea (v zmysle kvartérneho cyklu Jahna, 1956, anaglaciálna erózia), keď nastala intenzívna denudácia podložného horizontu Bt_4, vznikli hlboké exikačné pukliny (20–30 cm) a sedimentácia spraše (hĺbka 401–453 cm), čo dokumentuje vysoký obsah zŕn prachovej frakcie s priemerom 0,01–0,05 mm 42,36 % (obr. 11).

V ďalšom období ako výsledok tektonických pohybov boli na lokalite zložité paleogeografické pomery (depresie charakteru úvalín a vyvýšené chrbty), v ktorých prebiehali diferencované geologicko-sedimentologicko-pedologické procesy (denudácia, akumulácia, ron, oglejenie a soliflukcia) ovplyvňované formami mezoreliéfu a klimatickými zmenami.

Spraš sa granulometricky vyznačuje vysokým obsahom zŕn kremeňa (80,35 %), je kompaktná a hranolovitej odlučnosti. V mikromorfologickom výbruse sú póry rozličného tvaru a veľkosti a guľaté vyzrážané Mn a Fe konkrécie. Jej vývoj chronologicky zaraďujeme do würmského glaciálu – štadiálu W1.

V superpozícii spraše včasného würmu (W1) v hĺbke 191–401 cm sa na aleuropelických sedimentoch (∅ zŕn 0,05–0,01 mm 45,27 %) vyvinul hlboký horizont Bt_3g.

Tab. 7
Totálny chemický rozbor spraše a fosílnej pôdy tavením Na_2CO_3 na lokalite Petrovany-Močarmany
Total chemical analyses of loess and fossil soil with carbonate sodium on the locality Petrovany-Močarmany
Profil A

Číslo vzorky	Hĺbka horizontu v cm	Označenie horizontu	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Strata žih.	TiO_2	P_2O_5	MnO	SO_3	K_2O	Na_2O	Súčet	$\frac{CaO + K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$
1	0–40	Hor	77,10	10,43	4,00	0,70	0,91	3,20	0,66	0,08	0,110	0,03	1,46	1,00	99,68	0,302
2	40–100	Bt_1	78,30	9,51	3,93	0,70	0,91	3,40	0,70	0,08	0,103	0,05	1,36	0,68	99,72	0,288
3	100–154	Bt_2	74,24	11,84	4,84	0,70	0,91	3,43	0,94	0,12	1,138	0,04	1,73	0,83	100,7	0,275
4	154–191	PCa	80,47	8,97	2,75	0,56	0,81	2,85	0,93	0,07	0,021	0,07	1,36	0,84	99,70	0,307
5	191–401	Bt_3g	72,61	12,64	4,95	0,84	1,21	3,71	0,94	0,09	0,093	0,03	1,83	0,90	99,84	0,282
6	401–453	PCa	80,35	8,75	2,90	0,70	0,60	2,70	1,06	0,08	0,039	0,06	1,50	0,96	99,70	0,361
7	453–593	Bt_4	77,60	10,17	3,43	0,56	0,91	3,10	1,06	0,08	0,061	0,05	1,78	0,93	99,73	0,321
8	593–633	PCa	70,79	13,14	5,38	0,84	1,31	4,23	0,95	0,12	0,108	0,03	2,10	0,86	99,86	0,289
9	633–663	Fh_1	72,65	12,35	4,67	0,84	1,31	3,96	0,99	0,10	0,804	0,04	1,90	0,93	100,5	0,297
10	663–750	Fh_2	71,80	12,08	4,90	0,84	1,31	4,20	0,92	0,14	0,095	0,06	2,14	1,13	99,62	0,340
11	750–790	Bt_5gr	75,40	10,53	3,86	0,56	1,31	3,40	0,94	0,14	0,122	0,04	2,14	1,24	99,68	0,374
12	790–920	Bt_6gr	64,12	14,63	6,51	1,96	1,92	5,60	1,00	0,15	0,216	0,05	2,55	1,00	99,71	0,376

Je sivožltooranžový (10YR 7/4), hlinitý, drobnohrudkovitej až prizmatickej štruktúry, slabo humózny (0,205 %), slabo karbonátový (0,84 % $CaCO_3$), oglejený a porušený exikačnými puklinami hlbokými 10 až 60 cm. V mikromorfologickom výbruse má od Fe žltohrdzavú farbu s rôzne rozloženou pôdnou plazmou. Mikroštruktúra plazmy je vosepická (orientovaná pozdĺž pórov), ako aj mosepická (tvorí ostrovčeky). Na viacerých záberoch možno sledovať extinkčné odtiene farieb, a to ako výsledok navrstvenia plazmy pri vnútroprofilovom zvetrávaní resp. pohybe častíc. Časté sú aj Fe a Mn novotvary guľatého tvaru. Horizont časovo zaraďuj eme do interštadiálu brörup resp. moershoof, čo v zmysle Shacletona a Opdyka (1976) zodpovedá štadiálu würmu 2, stupňa 5.

Vyššie časti profilu (hĺbka 40–191 cm) sa vyznačujú vysokým obsahom prachovej frakcie (∅ zŕn 0,01–0,05 mm), a to od 31,85–40,81 %. Nápadná je poloha spraše veľká 37 cm v hĺbke 154–191 cm. Spraš je svetložltooranžová (10YR 8/3), lístkovitej štruktúry, slabo humózna (0,136 %), slabo karbonátová (0,56 % $CaCO_3$), oglejená, s konkréciami Mn veľkými 1,5 až 2 cm. Je rozrušená exikačnými puklinami. Podľa TL údajov LUB 1229 jej chronologicky zistený vek je 57 ± 8 tisíc rokov BP, čo zodpovedá štadiálu würmu (W2).

V superpozícii spraše (hĺbka 40–100 a 100–154 cm) sa zistili dva fosílne horizonty (Bt_1 a Bt_2) na aleuritických sedimentoch (∅ zŕn 0,01–0,05 mm; 39,84–40,81 %). Sú sivožlté a sivožltooranžové (2.5YR 7/2 a 10YR 7/4), hlinité, hrudkovitej až prizmatickej štruktúry, slabo humózne (0,373–0,375 %), slabo karbonátové (0,70 % $CaCO_3$) a slabo oglejené. Typologicky sú iluviálnym horizontom kambizeme, ktorý sa vyvíjal pedogemickými procesmi na spraši v subarktických podmienkach, pravdepodobne v interštadiáli hengelo resp. denekamp (27–41 tisíc rokov BP, stupeň 3 (Shacleton a Opdyke, 1976).

Najvyššia časť profilu A (hĺbka 0–40 cm) reprezentuje horizont hnedosivej farby (7.5 YR 7/2), ílovitohlinitý, hrudkovitej až prizmatickej štruktúry, slabo humózny (1,73 %), slabo karbonátový (0,70 % $CaCO_3$) a slabo oglejený. Podľa polohy sa dá pokladať za recentný, ale podľa morfologických znakov nemožno vylúčiť ani to, že vznikol v starom holocéne. Pravdepodobne je reliktom, ktorý je v dosahu hospodárskoprodukčnej činnosti poľnohospodára – roľníka.

Petrovany-Močarmany – archeologická lokalita

Na lokalite Petrovany-Močarmany sme zistili periglaciálny kužeľ z glaciálu donau uložený na kladzianskom súvrství (vrchný karpat) v prešovskej časti Košickej kotliny. V pergelisóle kryogénnymi procesmi v jeho najvrchnejšej časti vznikli mrazové kliny (doteraz zistené) hlboké 30–108 cm. Ich vznik datujeme do glaciálu donau.

Na protiľahlom svahu hliniska (na profile B) orientovanom na S (v superpozícii) sme zachytili ďalší mrazový klin hlboký 165 a široký 36–25–16 cm, ktorý rozrušil hlboký rubefikovaný horizont Bt (f) g r parahnedozeme z interglaciálu D/G. Vznikol v glaciáli günz (G1) a zapĺňa ho humusový horizont nadložnej černozeme zo štadiálu günz 1/2 (G1/2).

V roku 1985 sme s Kaminskou na vyvýšených častiach v južnej časti hliniska našli zvyšky štiepanej kamennej industrie (obr. 11) – čepele a úštepy z rozlične farebných rádiolaritov pochádzajúcich z bradlového pásma kyjovského úseku. Listovitý hrot a kamenná industria sa typologicky podobajú známym szeletienskym listovitým hrotom z východného Slovenska. Najbližšie nálezy predstavujú listovité hroty z Veľkého Šariša, Spišského Podhradia a Tibavy. Podľa Kaminskej (1985) má industria mladopaleolitický charakter a typologicky netvorí výraznejšiu skupinu (obr. 12). Keďže lokalita je geograficky na trase S–J vedúcej do Krakova a surovina je z bradlového pásma, vzťah k staroszeletienskemu osídleniu oblasti Krakova nemožno vylúčiť.

Záver

Po prvý raz sa zo starého pleistocénu z glaciálu donau a günz v kvartérnych a paleopedologických komplexoch na lokalite Petrovany-Močarmany na východnom Slovensku zistili kryogénne štruktúry dokumentujúce klimatické zmeny. Napriek tomu, že sa na lokalite vyhĺbilo 50 vrtov, šesť rýh a jedna šachtica (Čuchráč et al., 1977), ako aj ďalšie vrty – JVP-21, JVP-22 a JVP-23 do hĺbky 5,5–7 m (Janočko et al., 1989) – na získanie bilančnej zásoby suroviny (cca 4 milióny m^3) a zistenie existencie periglaciálnych akumulácií výskum tieto údaje neposkytol, a preto je aj chronologické zaradenie sedimentov dvoch druhov fosílnej pôdy z obdobia M/R a R/W menej presné.

Na základe morfogenézy územia, poznatkov o reliéfe, mikromorfologického štúdia fosílnych pôdnych komplexov prerušovaných polohami spraše sme na tejto lokalite zistili fosílne pôdne komplexy zo štyroch veľkých interglaciálov (D/G, G/M, M/R a R/W), piatich interštadiálov (G1/2, G2/3, R1/2, W1/2 a W2/3) a viacerých studených období, štadiálov doložených polohami spraše.

Fosílne pôdne komplexy sú typologicky odlišné. Zo starého pleistocénu sa zachovala rubefikovaná parahnedozem a černozem (profil B), kým na profile C a A je zachytená fosílna pôda z interglaciálu G/M, M/R a R/W hlboké horizonty Bt (f) g (hĺbka > 1,5 m) typu hnedej lesnej pôdy (kambizem) až podzolu – pseudogleja. Vyznačujú sa nápadnou orientáciou pôdnej plazmy (v mikromorfologickom zábere), intenzívnym vnútroprofilovým zvetrávaním (vysokým obsahom Mn a Fe konkrécií s priemerom 1–3 cm) a výskytom ílových minerálov s prevahou kaolinitu.

Vyvíjali sa v „prechodnej paleopedologickej provincii" (v zmysle Kubienu, 1956) vyznačujúcej sa studenými a vlhkými podmienkami prerušovanými krátkymi studenými a suchými periódami. Bioklimaticky vývoj prebiehal pod lesnou vegetáciou v podmienkach severskej tajgy resp. lesotajgy prerušovanej stepnými polohami tundrových lúk s kontinentálnejšími periódami, čo dokumentuje výskyt eolických zložiek (spraše) a lesostepi s vysokým obsahom frakcie (priemer 0,01–0,05 mm) 34,83–45,27 % (Frenzle, 1967).

Pri štúdiu genézy sedimentov a fosílnych pôdnych komplexov sme využili poznatky Lukaševa (1961) z Bieloruska, ktorý na základe chemických analýz charakterizuje podmienky sedimentácie v pleistocéne.

$$\frac{CaO + K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$$

Zistené hodnoty sú od 0,170 do 0,417, čo dokumentuje, že sedimentácia prebiehala za intenzívnej pedogenézy a veľmi slabej eolickej činnosti (najvyššia hodnota 0,417).

Tri vybrané profily jednoznačne dokumentujú heterogénnosť sedimentov. Reprezentuje ich spraš a jej deriváty, ktoré sa sedimentovali v pleistocéne za spolupôsobenia svahovej modelácie, soliflukcie, pedogenézy a účinnosťou procesov v kryolitozóne. Považujeme ich za polygenetický sediment. Vznikali za veľmi zložitých klimatických a morfodynamických podmienok. Ich výskyt a charakter prispel k poznaniu paleogeografických pomerov v pleistocéne v Košickej kotline a k chronostratigrafickému zaradeniu.

Lokalita sa študovala aj archeologicky. Našiel sa tam bližšie neurčený listovitý hrot a kamenná industria typologicky podobná szeletienskym artefaktom z východoslovenských lokalít. Typologicky netvorí výraznú skupinu.

Surovina pochádza z pieninského bradlového pásma. Geograficky sa nachádza na trase S–J vedúcej do Poľska – Krakova, a tak vzťah k poľskému staroszeletienskemu osídleniu nemožno vylúčiť.

Lokalita Petrovany-Močarmany je unikátnym objektom na štúdium abiotických zložiek krajiny a preto by bolo vhodné komplex vyhlásiť za chránené náleziska.

Literatúra

Bronger, A., 1976: Zur Quartär Klima – und Landschaftsentwicklung des Karpathenbeckens (paleo) pedologischer und bodengeographische Grundlage. Kieler geographische Schriften Band 45 im selbstverlag des Geographische Schriften Band 45 im selebstverlag des Geographischen Instituts der Univ. Kiel., 268.

Bryan, K., 1946: Cryopedology: The study of frozen ground and intensive frost – action with suggestion on nomenclature. *Amer. J. Sci., New Haven, 244, 622–642.*

Bűdel, J., 1977: Klima – Geomorphologie. Gebruder Borntraeger Berlin. Stuttgart, 304.

Czudek, T., 1993: Pleistocenní permafrost na území Československa. *Geogr. Čas., 38, 2–3, 245–252.*

Čuchráč, M., et al., 1977: Záverečná správa a výpočet zásob Močarmany – DP tehliarska surovina, stav k 1. 11. 1976. SGÚ Bratislava, GP, n. p., Spišská Nová Ves, 53.

Demek, J. & Kukla, J. (eds.), 1969: Periglazialzone, Löss und Paläolithikum der Tschechoslowakei. Geografický ústav ČSAV Brno, 156.

Grecula, P., et al., 1977: Hornádsky zlomový systém a jeho problémy. *Mineralia Slov., 6, 419–448.*

Haase, G., 1963: Stand und Probleme der Lössforschung in Europa. *Geogr. Berichte Mitt. Der Gessell. Der DDR, 27. Leipzig, 97–129.*

Hochmuth, Z. & Lauko, V., 1985: Veľkomierkové geomorfologické mapovanie pre potreby praxe na príklade územia severnej časti Košickej kotliny. *Acta Univ. Comen., Geogr., 25, 171–183.*

Jahn, A., 1956: Wyzyna Lubelska. rzezba i czwartorzed Polska. *Warszawa, Wydawnictwo naukowe, 453.*

Janočko, J., et al., 1989: Polygenetické sedimenty juhovýchodne od Prešova a ich inžinierskogeologické vlastnosti. *Geol. Práce, Spr., 89, 99–118.*

Janočko, J., 1989: Vplyv kvartérnej tektoniky na vývoj územia v severnej časti Košickej kotliny. *Mineralia Slov., 21, 421–425.*

Janočko, J., 1991: K vývoju náplavových kužeľov Delne a Šebastovky v severnej časti Košickej kotliny. *Mineralia Slov., 23, 61–66.*

Kaličiak, M., et al., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny, 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ, 231.*

Kaličiak, M., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape južnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny, 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ, 206.*

Kaminská, Ľ., 1985: Nový nález listovitého hrotu z východného Slovenska. *Archeologické rozhledy, 37, 195–197.*

Karniš, J. & Kvitkovič, J., 1970: Prehľad geomorfologických pomerov východného Slovenska. *Geogr. Práce I. SPN Bratislava, 220.*

Karniš, J., 1971: Geomorfologické pomery Prešova a okolia. Problémy geografického výskumu. *Vyd. SAV Bratislava, 107–114.*

Košťálik, J., 1980: Spraše okolia Prešova, ich genéza, charakteristika a stratigrafia. *In: Zbor. Pedagogickej fakulty v Prešove Univerzity P. J. Šafárika v Košiciach, Prírodné vedy, 16, zv. 1. Bratislava, SPN, 101–120.*

Košťálik, J., 1986: Problem of the lithology and stratigraphy of loesses of Eastern Slovakia. *Ann. Univ. Marie Curie--Skłodowska, Ser. B, XLI, 13, 219–228.*

Košťálik, J., 1986: Príspevok k poznaniu spraší a sprašových sedimentov v dolinách Popradu a Torysy na východnom Slovensku. *Geogr. Čas., 38, 2–3, 274–285.*

Košťálik, J., 1988: Petrovany – Paleopedologická lokalita medzinárodného významu. XII. východoslovenský tábor ochrancov prírody. Prehľad odborných výsledkov (Sigord – Kokošovce 30. 7. – 6. 8. 1988). SZOPK, Prešov, 25–34.

Košťálik, J., 1999: Spraše a fosílne pôdy východného Slovenska, ich genéza, chronostratigrafia a využitie. Katedra geografie Prírodovedeckej fakulty UPJŠ v Košiciach. Košice. 191.

Košťálik, J., 2003: Mrazové kliny v kvartérnych sedimentoch Košickej kotliny – ich genéza a chronostratigrafia. *Mineralia Slov., 35, 137–140.*

Kvitkovič, J. & Plančár, J., 1977: Recentné vertikálne pohyby zemskej kôry vo vzťahu k zemetraseniam a seizmoaktívnym zlomom v Západných Karpatoch. *Geogr. Čas., 29, 3, 229–253.*

Kubiena, W. L., 1956: Zür Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fössilen Lössbőden. *Eiszeitalter u. Gegenw., 7, 43–56.*

Ložek, V., 1973: Příroda ve čtvrtohorách. *Praha, Academia, 1–372.*

Lukašev, K. I., 1961: Problema lessov v svetle sovremennych otlošenij. Izdut. AN BSSR, Minsk, 219.

Lukniš, M., et al., 1956: Súčasný stav a novšie výsledky geomorfologického výskumu Slovenska. *Geogr. Čas., 8, 2–3.*

Lukniš, M. & Plesnik, P., 1961: Nížiny, kotliny a pohoria Slovenska. *Bratislava, Osveta, 161.*

Lukniš, M., Mazúr, E. & Kvitkovič, J., 1963: Geomorfologické pomery Košickej kotliny. Rajón VSŽ.

Maruszczak, H., 1956: Kliny lodowe schylkovego stadium zlodowacenija baltyckiego w lessach Wyzyny Lubelskiej. *Ann. Univ. Marie Curie-Skłodowska, Geografia, Mineralogia et Petrographia 9, Lublin, 35–47.*

Nešvara, J., 1979: Mladé tektonické pohyby a seizmicita v Západných Karpatoch. *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 29.*

Pillans, B. & Naish, T., 2004: Defining the Quaternary. *Quaternary Science Reviews 23, (Vlewpoints), 2271–2282.*

Ruddiman, W. F. & McIntere, A., 1976: Northeast Atlantic paleoclimatic changes over the past 600 000 years. *Geol. Soc. Amer. Mem., 145, 111–146.*

Sekyra, J., 1960: Působení mrazu na půdu. Kryopedologie se zvláštním zřetelem k ČSR. Geotechnická sbírka prací z praktické geologie. *Praha, Nakladatelství ČSAV, 164.*

Smolíková, L., 1967a: Polygenese der fossilen Lößböden der Tschechoslowakei im lichte mikromorphologischer Untersuchungen. *Geoderma 1, Amsterdam, 315–324.*

Smolíková, L., 1967b: Mikromorphologic der altpleistozännen Fossilböden von Červený kopec bei Brno (Brünn). (vorläufige Mitteilung). *Věst. Ústř. Úst. geol., XLU, 369–374.*

Urbánek, L., 1933: Příspěvek k poznání dilúvia v okolí prešovském. *In: Sbor. II. sjezdu čs. geografů v Bratislave, 125–129.*

Urbánek, L., 1937: Půda města Prešova. *In: Sbor. Prírodoved. klubu v Košiciach III v rokoch 1935–1937. Košice, 94–97.*

Vaškovský, I., 1977: Kvartér Slovenska. Quaternary of Slovakia. *Bratislava, GÚDŠ, 247.*

Woldstedt, P., 1962: Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. *Eiszeitalter u. Gegenw., 13, 115–124.*

Žebera, K., 1943: Pleistocenní mrazové pukliny a mnoho uhelníkové mrazové půdy v Čechách. *Sbor. Čs. Společ. zeměp., 48, 1–2.*

Rukopis doručený 10. 4. 2008
Revidovaná verzia doručená 15. 7. 2008
Rukopis akceptovaný 29. 10. 2008

Evolution and chronostratigraphy of Quaternary sediments and fossil soil complexes on the locality of Petrovany-Močarmany in the Košice Basin

The Košice Basin geographically covers the area between Slanské vrchy Mts. in the east, foothills of the Spišsko-šarišské medzihorie and Beskydské predhorie in the north, and foothills of Čierna hora Mts. and Hornádske predhorie in the west. Southern boundary is formed by the state boundary with Hungary.

From the geomorphologic point of view, the depression has a character of basin-highlands. The depression belongs to lowland type of the Western Carpathian depressions with good physical-geographic conditions (geological structure, relief, temperature, precipitation, soils, vegetation) and with increased social-economical activities.

It is characterized by the high potential, especially of non-metallic minerals (andesite, clay, sand, loess and polygenetic clay), being in the past used for production of building materials (bricks, prefabricates). Stock exploitation especially in loam pits has given new views and helped researchers – geologists, geomorphologists, pedologists, archeologists – to get new knowledge about genesis and chronological classification of sediments. In outcrops it was possible to study acting of geodynamical processes like slope modeling, land-slide, cryogenic processes, and also processes of pedogenesis by uncovering fossil soil complexes.

The area of northern part of Košice Basin, mainly between Delňa and Drienovský potok valleys, with locality Petrovany-Močarmany south–east from Prešov, with presence of loess complexes, gave us a change to study cryogenic structures, fossil soil complexes and categorized them into the chronostratigraphic system.

First information about Petrovany-Močarmany deposit was given already in 1946 by Prof. D. Andrusov, who marked the sediments as loess loams. He found 2 positions of dark – black sediments, but did not classify them.

Detailed information about this deposit was given by collective of geologists led by Čuchráč (Čuchráč et al., 1977). The deposit is described as a complex of proluvial sediments that were settled from the age of Riss till W3. Based on information from 50 boreholes, 6 grooves and 1 blind shaft, the balance resources of loam pit were specified to 4 mil. m^3 and the thickness of deposit to 7–1 m. There were found 3 kinds of fossil soils (interglacial R/W and interstadials W 1/2 and W 2/3).

By the outworking of the geological map 1 : 50 000 of Košická kotlina depression, similar localities were explored by geologists Janočko et al. (1989) and Kaličiak et al. (1991).

Janočko et al. (1989) on the ground of studied boreholes (JVP-21, JVP-22, JVP-23 and V12-17) presented a detailed engineering-geological characteristic of loamy sediments and deposits in Petrovany-Močarmany. Maximal thickness of loams reached 11 m. On the basement, the glacial Günz loam lays on periglacial deposits of Delňa, leftsided tributary stream of river Torysa. These are lying on deposits of Kladzany Formation (Upper Karpat) in northern part of Košická kotlina depression. On the basement they found rubbified fossil soil from interglacial M/R and another fossil soil from interglacial R/W, and other fossil soils without closer classification. Authors presented even the characteristic of accessory and loamy minerals.

Association is made through opaque minerals + augite + hypersthene + limonite + magnetic metal + zircon. Biotite and apatite are less abundant. Montmorillonitic clay contains garnet + tourmaline + muscovite + rutile.

Association of loamy minerals (proved by X-ray analysis) is made by montmorillonite + illite + kaolinite + delorite and cristobalite.

Geomorphologic research and research of eolic sediments in Western Carpathians by the author (Košťálik, 1974, 1980, 1986, 1989, 2002) and over 30 years of Petrovany-Močarmany locality monitoring, has given new views on the genesis, character and stratigraphic classification of sediments and fossil soil complexes.

While earlier geological knowledge (Čuchráč et al., 1977; Janočko et al., 1989; Kaličiak et al., 1991) was based on results from the beginning of loam pit mining wall (our profile A), our knowledge encompasses results which we obtained also from other parts of locality (profile B and C) and from more complex sediment studies acquired especially by micromorphologic and absolute chronology method.

Our research brought following results:

Periglacial accumulation of Delňa stream from Slanské vrchy mountains, that lays on Kladzany Formation (Upper Carpathian), has his origin in older Pleistocene, from the glacial Donau. The accumulation is intensively disrupted by syngenetic cryogenic processes, which resulted into 8 frost wedges of age glacial Donau. In the profile B (opposite wall) we found another frost wedge (165 cm deep, 36–25–16 cm wide) of carrot-like form, which corrupted horizon Bt (f) g r rubbified brown soil from interglacial D/G. The wedge is filled by humus fossil chernozem horizon. It was formed in stadial G1 (Günz 1) and fossil chernozem in interstadial G1/2 (Günz 1/2).

In superposition of frost wedges there is preserved a complex of polygenetic sediments (loess and foess-like deposits), which represents complicated climatic-sedimentologic cycle from middle and young Pleistocene. On this locality we found soil complexes from 4 interglacials (D/G, G/M, M/R, R/W) and 5 interstadials (G1/2, G2/3, R1/2, W1/2 – brorup-moershoofd, W2/3 – hengelo-denekamp-stage 2 according to Shacleton and Dopyke (1976)), which were justified by TL data. Fossil soil complexes are typologically different too. From older Pleistocene there were found rubbified brown parasoils and chernozems.

From the Middle Pleistocene (profile C) there are extended cambisoils and podzol-pseudogley soils, characterized by deep Bt horizon (greater then 1 m) with dominated in orientation of soil plasma and intensive intraprofile disintegration with kaolinite. To evolution of these soil come in “intermediate paleopedologic province” (Kubiena, 1956), which is characterized through cold and humid conditions (interrupted by short cold and arid periods), under vegetation of northern Taiga or discontinues woods (taiga) with tundra grassfields (Ložek, 1973).

Profile 1 presents individual sediments and fossil soils documented by absolute chronology data, from stadial R2 (150 ± 22 thousand years), interglacial R/W (123 ± 18 and 118 ± 17 thousand years) and stadial W2 (57 ± 8 thousand years).

Loess sediments (proven by analysis) and fossil soil complexes were accrued under complicated climatic and morphodynamic conditions. It is suggested not only by micromorphologic studies, but also by structure of accessory minerals – kaolinite – mortmorillonite – halloysite – illite – smectite (association identical with that of Janočko et al., 1989).

Locality Petrovany-Močarmany is also interesting from archeological point of view. The locality was settled in glacial Würm. It is documented by archeological artifacts Gravitiens from interstadial W2/3.

From the study of sediments resulted that the Quaternary aleuritic-psephitic-pelitic sediments are represented by loesses and loess-derivates, which were in Pleistocene deposited without restraint and under cooperation of slope-modeling processes, pedogenesis and cryogenic processes. We consider them, identical with Janočko et al. (1989), as polygenetic sediment.

Mineralia Slovaca, 40 (2008), 171–174
ISSN 0369-2086

Magnetická susceptibilita pôdy v povodí Kyjova

ONDREJ ĎURŽA a MICHAL JANKULÁR

Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty Komenského univerzity v Bratislave,
Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Soil magnetic susceptibility of the watersheds of the Kyjov brook

The soil survey combined with magnetometry measurements in the environmentally stressed area along Kyjov brook and Ondava river offered valuable information about contamination of agricultural soils. Significant arsenic contamination was detected also in stream sediments of the Kyjov brook and particularly in the Ondava river (extreme As values downwards the impoundment). The same trend was observed for the changes in magnetic susceptibility values. The highest values of magnetic susceptibility were found in anthropogenic soils ($281.8 \cdot 10^{-5}$ SI u.), higher in alluvial soil of the Kyjov brook ($36.5 \cdot 10^{-5}$ SI u.) and in alluvial soil of Ondava river below the confluence with Kyjov brook ($27.0 \cdot 10^{-5}$ SI u.). The lowest ones were found in alluvial soil of Ondava river up the confluence ($19.0 \cdot 10^{-5}$ SI u.).

Key words: arsenic, magnetic susceptibility, soil, Kyjov catchment, Eastern Slovakia

Úvod

Povodie Kyjova a Ondavy je kontaminované rozličnými látkami, medzi ktorými sa zistila aj vysoká koncentrácia mnohých ťažkých kovov (napr. As, Cd, Pb a Zn). Študované územie je na obr. 1.

Geochemické práce v regióne sa zamerali najmä na povrchovú vodu a riečne sedimenty (Jurkovič et al., 2006; Slaninka et al., 2006) a výsledky potvrdzujú značné zaťaženie vodného prostredia viacerými chemickými zložkami. Hlavným kontaminantom je As. Zdrojom kontaminácie je odkalisko nad obcou Kyjov, ktorého zriaďovateľom bola a. s. Chemko Strážske. Veľmi vysoký obsah As sa zistil v povrchovej vode (namerané maximum 11 358 $mg \cdot l^{-1}$) a v riečnych sedimentoch (namerané maximum 3208 $mg \cdot kg^{-1}$) (Jurkovič et al., 2005; Slaninka et al., 2006). Okrem As sa v povrchovej vode Kyjova a sčasti aj Ondavy identifikovala vysoká mineralizácia NH^{4+}, SO_4^{2-}, NO^{3-} a Cl^- (Jurkovič et al., 2006). Keďže fluviálne sedimenty Ondavy sú významným zdrojom pitnej vody, pretrvávajúce znečistenie môže negatívne ovplyvňovať aj kvalitu podzemnej vody v širšej oblasti.

Vplyv znečistenia na biotu sa v tejto lokalite hodnotil ekotoxikologickými testami, v ktorých sa používali riasy a suchozemské rastliny. V rámci testov sa sledovali predovšetkým inhibičné účinky vody a výluhu zo sedimentov na rast a tvorbu chlorofylu v sladkovodných riasach a inhibícia rastu koreňa a výhonku horčice bielej (*S. alba*), ktorá je pre tento typ testov modelovým objektom. Kým všetky vzorky z blízkosti odkaliska (KY 09) a potoka Kyjov (KY 07) preukazne inhibovali rast hypokotylu *S. alba*, koreň len vzorka vody z lokality KY 07. Pri riasach väčšina testovaných vzoriek stimulovala rast aj tvorbu chlorofylu, čo sa dá vysvetliť prítomnosťou mnohých biogénnych prvkov v testovaných vzorkách, ako aj značnou odolnosťou rias na zvýšenú koncentráciu kovov vo vodnom prostredí (Kordík et al., 2006; Molnárová et al., 2006).

Výsledky laboratórnych extrakčných experimentov v kombinácii s geochemickým hodnotením sedimentov a povrchovej vody študovanej lokality jednoznačne potvrdzujú vysoký stupeň ohrozenia životného prostredia v povodí Kyjova a Ondavy (Jankulár a Ploszeková, 2006).

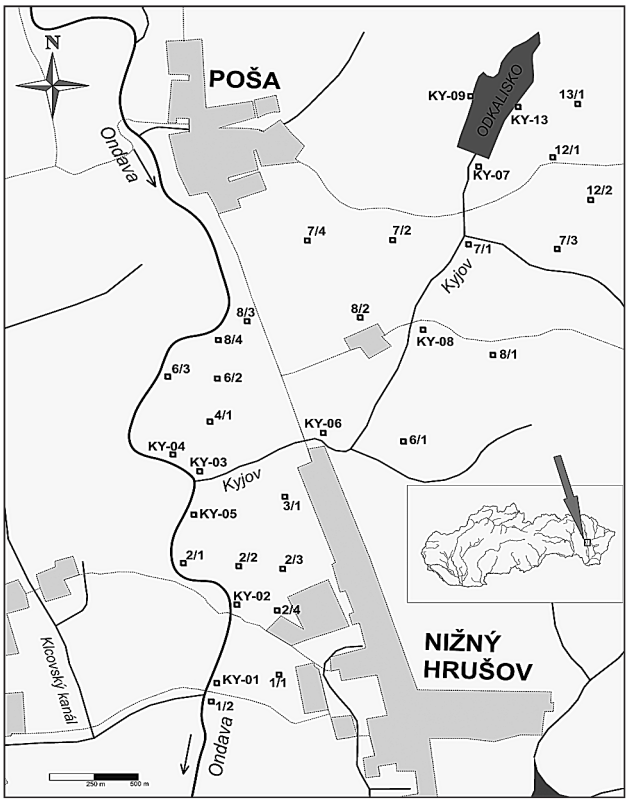
Pre podstatný rozdiel medzi požadovanými a pridelenými finančnými prostriedkami sa plánovaná priestorová distribúcia As a ostatných ťažkých kovov v pôde charakterizovala iba na základe merania pôdnej kapametrie.

Vymedzenie územia

Študované územie leží na ľavej strane nad sútokom Kyjova a Ondavy a pod ním (obr. 1). Je to oblasť fluviálnych sedimentov Ondavy (hydrogeologický rajón QN-106), ktorá má význam z vodárenského hľadiska, lebo ide o územie s vysokou využiteľnou zásobou podzemnej vody v regióne. Zdrojom kontaminácie sledovaného toku Kyjov je odkalisko v závere doliny toku Kyjov pri obci Poša. Odkalisko bolo vybudované v roku 1977 a dizajnované na skládkovanie odpadu zo spaľovne a zo spaľovania uhlia (Pivovarčiová et al., 1989).

Metodika práce

Pôdna kapametria sa zakladá na poznaní, že nameraná zvýšená magnetická susceptibilita pôdnych vzoriek v porovnaní s pozadím indikuje zvýšenú koncentráciu ťažkých kovov (Ďurža, 1999; Kapička et al., 2000). Mikľajev a Žogolev (1990) odporúčajú používať pôdnu kapametriu ako predbežnú metódu na zisťovanie hraníc „zvýšenej geochemickej aktivity". Využíva sa aj na štúdium



Obr. 1. Schematická mapa študovaného územia a lokalizácie vzoriek.

Fig. 1. Schematic map of the study area and sampling sites.

povrchových sedimentov (Brandau a Urbat, 2000; Milička et al., 2002), pedologický a paleoklimatický výskum paleopôdy a spraše (Ďurža et al., 2004; Liu et al., 2004).

Magnetická susceptibilita sa meria viacerými metódami, ale na štúdium pôdy sú vhodné iba niektoré. Magnetická susceptibilita *in situ* sa merala kapametrom KT-5.

Základnou časťou prístroja je LC oscilátor s 10 kHz. Frekvencia oscilátora sa meria cievkou v určitej vzdialenosti od pôdy (tzv. meranie voľného priestoru) a potom cievkou aplikovanou na povrch pôdy. Z rozdielu frekvencií mikropočítač vyráta a zobrazí magnetickú susceptibilitu.

Na každom bode sa meria 12 miest (pamäť kapametra) na ploche cca 1 m^2 a z nich sa vypočíta priemerná magnetická susceptibilita na danom bode. Zmeralo sa 32 bodov (alúvium, obrobená i neobrobená pôda, antropogénna pôda) v nepravidelnej sieti (obr. 1) na ploche cca 4 km^2. Miesta s anomálnymi hodnotami (alúvium Kyjova) sa merali opakovane.

Výsledky a diskusia

Zloženie materiálu z odkaliska študoval Hiller et al. (2008). Chemické analýzy prezradili prítomnosť oxidov Fe (možno Fe_3O_4, FeO alebo Fe_2O_3) a kovového Fe, ako aj akcesorického množstva sulfidov, ako je sfalerit (ZnS), antimonit (Sb_2S_3), Cu a Ni sulfidy. Z výsledkov vyplýva významná korelácia medzi koncentráciou As a totálneho Fe ($r^2 = 0,888$, $p < 0,001$) a totálneho Mn ($r^2 = 0,794$, $p < 0,01$). Výsledky indikujú, že oxidy a oxihydroxidy Fe a Mn majú pri zadržiavaní As v sedimentoch aj v pôde dôležitú úlohu. Príčinou je ich veľká adsorpčná kapacita (Garcia-Sanchez et al., 2003, in Hiller et al., 2008). Z toho vyplýva možnosť sledovať As a ostatné ťažké kovy meraním pôdnej kapametrie.

Priestorovú distribúciu ťažkých kovov v pôde sme charakterizovali podľa výsledkov meraní pôdnej kapametrie. Najvyššia magnetická susceptibilita pôdy sa namerala (tab. 1) na antropogénnej pôde (hrádza a pod hrádzou). Cieľom bolo zistiť vplyv znečisteného toku Kyjova na vlastnosti okolitej pôdy. Z tohto pohľadu je zaujímavá najvyššia magnetická susceptibilita (κ) v alúviu Kyjova ($36,5 \cdot 10^{-5}$ j. SI) a zvýšená v alúviu Ondavy pod sútokom s Kyjovom ($27,0 \cdot 10^{-5}$ j. SI). Najnižšia magnetická susceptibilita sa zistila v alúviu Ondavy nad sútokom s Kyjovom ($19,0 \cdot 10^{-5}$

Tab. 1
Nameraná magnetická susceptibilita (κ) pôdy v povodí Kyjova
Measured values of soil magnetic susceptibility (κ) of the watersheds of the Kyjov brook

číslo vzorky	κ (10^{-5} j. SI)	poznámka	číslo vzorky	κ (10^{-5} j. SI)	poznámka	číslo vzorky	κ (10^{-5} j. SI)	poznámka
KY-01	28	alúvium Ond.+Kyj.	KY-04/0	22	neobrobená pôda	KY-08	28	alúvium Kyjov
KY-01/0	23	neobrobená pôda	4/1	17	obrobená pôda	KY-08	31	alúvium Kyjov
1/1	28	obrobená pôda	KY-06	43	alúvium Kyjov	KY-08/0	20	neobrobená pôda
KY-02/x	26	alúvium Ond.+Kyj.	KY-06	45	alúvium Kyjov	8/1	18	neobrobená pôda
KY-02/2z	23	alúvium Ond.+Kyj.	KY-06	32	alúvium Kyjov	8/1	23	neobrobená pôda
KY-02/xz	29	alúvium Ond.+Kyj.	KY-06	40	alúvium Kyjov	8/2	24	neobrobená pôda
KY-02/0	28	neobrobená pôda	KY-06/0	25	neobrobená pôda	8/3	18	obrobená pôda
2/1	21	obrobená pôda	6/1	24	neobrobená pôda	8/4	17	alúvium Ondava
2/2	24	obrobená pôda	6/2	23	obrobená pôda	KY-12	323	antropogén. pôda
2/3	22	obrobená pôda	6/3	21	alúvium Ondava	12/1	21	neobrobená pôda
2/4	63	antropogén. pôda	KY-07	27	neobrobená pôda	12/2	27	mokraď
KY-03	29	alúvium Ond.+Kyj.	7/1	19	neobrobená pôda	KY-13	213	antropogén. pôda
KY-03/0	19	neobrobená pôda	7/2	21	neobrobená pôda	KY-13	528	antropogén. pôda
3/1	20	obrobená pôda	7/3	24	neobrobená pôda			
KY-04	19	alúvium Ondava	7/4	24	obrobená pôda			

Poznámka/Notice: Na miestach označených KY sa študovali aj riečne sedimenty (Jurkovič et al., 2006).

Tab. 2
Priemerná magnetická susceptibilita pôdy v povodí Kyjova
Mean values of soil magnetic susceptibility
of the watersheds of the Kyjov brook

typ pôdy	magnetická susceptibilita (10^{-5} j. SI) priemer	min. – max.	počet meraných bodov
alúvium Ondava	19,0	14–24	3
alúvium pod sútokom Ondavy a Kyjova	27,0	21–34	5
alúvium Kyjov	36,5	21–51	6
neobrobená pôda	22,6	15–30	15
obrobená pôda	23,0	16–30	9
mokraď	27,2	24–30	1
antropogénna pôda	281,8	48–694	4

j. SI), a to obrábanej ($23{,}0 \cdot 10^{-5}$ j. SI) aj neobrábanej pôdy ($22{,}6 \cdot 10^{-5}$ j. SI).

Pretože nameraná zvýšená magnetická susceptibilita pôdnych vzoriek v porovnaní s pozadím indikuje zvýšenú koncentráciu ťažkých kovov (Kapička et al., 2000; Chaparro et al., 2004, a i.), možno predpokladať, že najvyššia koncentrácia ťažkých kovov v pôdnych vzorkách je v alúviu Kyjova a Ondavy pod sútokom s Kyjovom, čo je v súlade so závermi geochemického štúdia povrchovej vody aj riečnych sedimentov z tejto oblasti (Jurkovič et al., 2006; Slaninka et al., 2006). Keďže nameraná magnetická susceptibilita pôdnych vzoriek z alúvia Ondavy nad sútokom s Kyjovom je porovnateľná s magnetickou susceptibilitou okolitej pôdy (tab. 2), obrábaná ani neobrábaná pôda nie je znečistená ťažkými kovmi. Znečistená je len pôda alúvia Kyjova a Ondavy pod sútokom s Kyjovom. Zdrojom zvýšenej koncentrácie ťažkých kovov je voda Kyjova, ktorá vyteká z odkaliska v závere doliny Kyjova pri obci Poša.

Záver

Z nameranej magnetickej susceptibility pôdnych vzoriek sa dá predpokladať, že zvýšený obsah ťažkých kovov je iba v alúviu Kyjova a Ondavy pod sútokom s Kyjovom, čo korešponduje so závermi Jurkoviča et al. (2006), Slaninku et al. (2006) a Hillera et al. (2007). Obrábaná ani neobrábaná pôda na študovanom území nie je znečistená ťažkými kovmi.

Kontaminácia pôdy ťažkými kovmi je problémom všetkých priemyselných a mestských regiónov. Vo všeobecnosti sa chemické metódy používajú na monitoring znečistenia pôdy, ale výsledky merania magnetickej susceptibility sa osvedčili ako ďalšia rýchla a lacná informácia.

Poďakovanie. Príspevok vznikol vďaka podpore grantovej úlohy VEGA 1/2037/05 a VEGA 1/0312/08.

Literatúra

Brandau, A. & Urbat, M., 2000: Rock magnetic signature of sediment near the active dead dog mound, Juan De Fuca Ridge. *XXV EGS General Assembly, Geophysical Research Abstract, 2, CD Rom.*

Ďurža, O., 1999: Heavy metals contamination and magnetic susceptibility in soils around metallurgical plant. *Phys. Chem. Earth (A), 24, 6, 541–543.*

Ďurža, O., Dlapa, P., Klátiková, K. & Milička, J., 2004: Interpretation of the magnetic susceptibility record of Senec brickyard loess/paleosol sequence. *Contr. Geophys. Geodesy, 34, 4, 381–386.*

Hiller, E., Jurkovič, Ľ., Jankulár, M., Slaninka, I. & Kordík, J., 2007: Výsledky geochemického štúdia kontaminovaných riečnych sedimentov a materiálu odkaliska (povodie Kyjov a Ondava, odkalisko Poša). *In: O. Ďurža & S. Rapant (eds.): Geochémia 2007. Bratislava, ŠGÚDŠ, 109–112.*

Hiller, E., Jurkovič, Ľ., Kordík, J., Slaninka, I., Jankulár, M., Majzlan, J., Göttlicher, J. & Steininger, R., 2008: Arsenic distribution and mobility in impoundment materials from chemical manufacturing and related stream sediments from polluted As-area in Eastern Slovakia. *J. geochemical exploration* (in press).

Chaparro, M. A. E., Bidegain, J. C., Sinito, A. M. & Gogorza, C. S. G., 2004: Magnetic studies applied to different environments (soils and stream sediments) from a relatively polluted area in Buenos Aires Province, Argentina. *Environmental Geol., 45, 654–664.*

Jankulár, M., 2007: Mobilizácia arzénu a zinku z riečnych sedimentov a materiálu odkaliska (modelová lokalita). *In: Ľ. Jurkovič (ed.): Cambelove dni 2007: Geochémia v súčasných geologických vedách. Bratislava, PFUK, 91–95.*

Jankulár, M. & Ploszeková, M., 2006: Experimentálne hodnotenie bioprístupnosti arzénu v povodí toku Kyjov. *In: O. Ďurža & S. Rapant (eds.): Geochémia 2006. Bratislava, ŠGÚDŠ, 36–38.*

Jurkovič, Ľ., Kordík, J. & Slaninka, I., 2006: Geochemical study of arsenic mobility in secondarily influenced Kyjov brook and Ondava river (Eastern Slovakia). *Slov. geol. mag., 12, 1, 31–38.*

Jurkovič, Ľ., Slaninka, I. & Kordík, J., 2005: Geochemické štúdium arzénu a jeho mobilita sekundárne ovplyvnenom povodí potoka Kyjov. *In: O. Ďurža & S. Rapant (eds.): Geochémia 2005. Bratislava, ŠGÚDŠ, 33–36.*

Kapička, A., Jordanova, N., Petrovský, E. & Ustjak, S., 2000: Magnetic stability of power plant fly-ash in different soil solutions. *Phys. Chem. Earth (A), 25, 5, 431–436.*

Kordík, J., Jurkovič, Ľ., Slaninka, I., Ďurža, O., Pastierová, J., Fargašová, A. & Majzlan, J., 2006: Contamination of Kyjov catchment by arsenic and its possible negative impact on biota. *In: S. Rapant & K. Krčmová (eds.): Geoenvironmental Contamination and Quality of Life – Bratislava 24.–26. 4. 2006, 24. European Conference, Geological Survey of Slovak Republic, 8.*

Liu, Q., Banerjee, S. K., Jackson, M. J., Chen, F., Pan, Y. & Zhu, R., 2004: Determining the climatic boundary between the Chinese loess and paleosol: Evidence from aelian coarse-grained magnetite. *Geophys. J. International, 156, 2, 267–274.*

Miklajev, J. V. & Žogolev, S. L., 1990: O prostranstvennoj svjazi anomalij magnitnoj vosprijimčivosti počv s litogeochemičeskimi oreolami rudnych elementov. *Vest. Leningr. Un-ta, ser. 7, N 14, 26–33.*

Milička, J., Vass, D. & Pereszlényi, M., 2002: Organická hmota v neskoromiocénnych sedimentoch Lučenskej kotliny, južné Slovensko. *Mineralia Slov., 34, 93–98.*

Molnárová, M., Pastierová, J., Ďurža, O. & Fargašová, A., 2006: Vplyv vzoriek vôd a sedimentov z oblasti povodia potoka Kyjov na rast rias (*S. quadricauda*, *C. vulgaris*) a semenáčikov horčice (*S. alba L.*). *In: Vplyv antropogénnej činnosti na vodný režim nížinného územia. Vinianske jazero – Michalovce, Ústav hydrológie SAV Bratislava, CD ROM, 8.*

Pivovarčiová, J., Bačo, J., Mosej, J. & Karol, J., 1989: Poša – odkalisko, inžinierskogeologický prieskum. *IGHP Žilina.*

Slaninka, I., Jurkovič, Ľ. & Kordík, J., 2006: Ekologická záťaž vodného ekosystému arzénom v oblasti odkaliska Poša (východné Slovensko). *Vodní Hospodářství, 10, 275–277.*

Rukopis doručený 28. 4. 2008
Revidovaná verzia doručená 13. 6. 2008
Rukopis akceptovaný 29. 10. 2008

Soil magnetic susceptibility of the watersheds of the Kyjov brook

Basic information about magnetic susceptibility of soil in the Kyjov and Ondava catchments (Eastern Slovakia) are presented in the paper.

The interest areas of Kyjov brook and of middle and lower part of Ondava river represent an important water management area of fluvial sediments of Ondava (hydrogeological region QN-106), which belong to areas with potential utilizable supplies of groundwater in the region of Eastern Slovakia.

Based on field sampling of the natural media – ground waters (net of sampling spots regarding natural conditions), surface waters (purpose net of sampling spots regarding natural conditions), river sediments (defined sampling net), a selected biomarker (biomass of permanent overgrow) – and consequential analytical sample processing have characterized a spatial distribution of As in the natural environment of the interest area (Jurkovič et al., 2006; Slaninka et al., 2006). Significant arsenic contamination was detected in stream sediments of the Kyjov brook and particularly in the Ondava river (extreme As values downward the impoundment).

On the ground of these findings, the soil survey together with magnetometry measurements in the environmentally stressed area along Kyjov brook and Ondava river were carried out. This research offered valuable information about contamination of agricultural soils. The same trend was observed for the changes in magnetic susceptibility values like observed in stream sediments and surface water of the Kyjov brook and particularly in the Ondava river. The highest values of magnetic susceptibility were found in anthropogenic soils ($281.8 \cdot 10^{-5}$ SI u.), higher in alluvial soil of the Kyjov brook ($36.5 \cdot 10^{-5}$ SI u.) and in alluvial soil of Ondava river below the confluence with Kyjov brook ($27.0 \cdot 10^{-5}$ SI u.). The lowest ones were found in alluvial soil of Ondava river up the confluence ($19.0 \cdot 10^{-5}$ SI u.). The lowermost values are comparable with values of cultivated and uncultivated soils.

According to this study arsenic and heavy metals come from impoundment located in the upper part of the Kyjov catchment near the Poša village and, neither cultivated nor uncultivated soils is contaminated with heavy metals.

Mineralia Slovaca, 40 (2008), 175–182
ISSN 0369-2086

Nové trendy a možnosti využívania nerudných surovín na Slovensku

IVAN KRAUS

Katedra ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

New trends and possibilities of utilization of industrial minerals and rocks in Slovakia

Radical change occurred in Slovakia after 1989 in the understanding of the social contribution of raw material potential with the preferential orientation on the industrial minerals and rocks. Despite this, the inevitable transformation of the research base focused on its more effective use has not been carried out yet. This process should be connected with the gradual application of four basic trends: (a) the maximal finalization in the course of processing of raw material; (b) an increasing diversification in the process of its application; (c) decreased environmental and energetic charge in the course of exploitation and processing; (d) implementation of modern processing methods. In Slovakia these new methods must be necessarily applied to chosen commodities belonging to silicates, carbonates, evaporites and building raw materials.

Key words: industrial minerals and rocks, finalization, diversification, dressing, utilization

Úvod

Ťažba nerastných surovín sa v roku 2005 podieľala na tvorbe hrubého domáceho produktu Slovenskej republiky 0,5 %. Rozhodujúci podiel z toho pripadal na stavebné a ostatné nerudné suroviny, pri ktorých hodnota exportu v tom istom roku bola okolo 7 mld. Sk. Obchod v ostatných nerastných surovinách je veľmi pasívny. Pri nerastných palivách to bolo 57,8 mld. Sk a pri rudných surovín takmer 14 mld. Sk.

So situáciou úzko súvisí to, že podstatná časť nerastných surovín podľa množstva aj ceny alebo podielu na exporte pripadá na stavebné a ostatné nerudné suroviny. S veľkým odstupom nasledujú energetické a napokon rudné suroviny (obr. 1). Podľa súčasných prognóz neobnoviteľných surovinových zdrojov je takýto stav na území Slovenska nezvratný a v dlhodobej surovinovej politike Slovenska veľmi pravdepodobne s ním treba počítať v celom 21. stor.

Definícia problému, hodnotenie potenciálu nerúd a trend jeho využívania

Uvedený stav s ťažbou a využívaním nerastných surovín nie je na Slovensku nový. Formoval sa postupne v druhej polovici 20. stor. a vrcholil približne pred dvadsiatimi rokmi pri zmene spoločenských pomerov, a to ako dôsledok zrušenia dotácií zo štátneho rozpočtu na ich ťažbu, úpravu a finálne spracúvanie.

Jednou z predností nerúd pred rudami je ich mnohostranné zužitkúvanie v rozličných odvetviach. Najvýhodnejšie sú tie, ktoré prípadný klesajúci záujem spotrebiteľa dokážu kompenzovať novou, predtým neznámou – netradičnou aplikáciou. Príkladov je dosť a všetky pomáhajú významne zvyšovať profit, ktorý sa uplatňuje pri obchodovaní s nerudnými surovinami, a tou je minimalizácia cenových výkyvov v domácom, aj v zahraničnom meradle. Aby sa táto výhoda dala kapitalizovať pridanou hodnotou, je veľmi užitočné, aby sa ťažiar v spolupráci s výskumnou sférou zameral na prípravu čo najpestrejšieho sortimentu finálnych produktov. Naše súčasné skúsenosti jednoznačne zvýhodňujú riešenia vychádzajúce z multidisciplinárneho zloženia výskumného tímu, ktorý je schopný transformovať najnovšie poznatky získané vlastným základným výskumom do nových aplikácií.

Na Slovensku dnes nie je veľmi široká základňa výskumných pracovníkov schopných plniť programy efektívnejšieho využívania nerudných surovín. Dve centrá, ktoré sa sformovali v predchádzajúcich desaťročiach, aspoň virtuálne jestvujú. Jedno je v Bratislave, orientuje sa na západoslovenský a stredoslovenský región (Banská Bystrica, Turčianske Teplice a Žilina) a je zamerané hlavne na silikátové a v menšej miere na karbonátové suroviny, druhé v Košiciach, orientované na východoslovenský región (Spišská Nová Ves a Michalovce) a zamerané hlavne na karbonáty, evapority a v menšej miere na silikáty s výnimkou mastenca.

Napriek radikálnej zmene v nazeraní na celospoločenský prínos surovinového potenciálu Slovenska v prospech prednostnej orientácie na nerudy, nevyhnutná transformácia výskumnej základne zaoberajúcej sa ich efektívnejším využívaním zásadnejšie nenastala, a ak aj, tak len v deklaratívnej polohe. Rovnako sa doteraz dostatočne nezakorenila predstava, že tento potenciál treba nevyhnutne hodnotiť podľa troch základných kritérií – *geologických*, *aplikačných* a *ekonomických*.

Pri *geologických* kritériách, najmä ak máme na pamäti silikáty západokarpatskej oblasti treba zistiť geologickú

pozíciu a genézu, minerálne zloženie materskej horniny, intenzitu alterácie protominerálov, výskyt a formu väzby škodlivých prímesí a pod. – napr. klímu a tektonické pomery. V období pred dvadsiatimi rokmi nerešpektovanie tohto kritéria najmä pri geologickom prieskume spôsobovalo, že sa hlavný dôraz kládol na prírastok zásoby, ale nie na mieru jej efektívneho využívania.

Z *aplikačných* kritérií treba brať do úvahy kvalitu suroviny z pohľadu požadovaných kondícií, náročnosť, povahu a rentabilitu úpravy. Najväčším problémom dávnejšie bola a aj dnes zostala nedostatočná a zaostalá úprava a s tým spätá nedostatočná finalizácia a diverzifikácia pri ich využívaní.

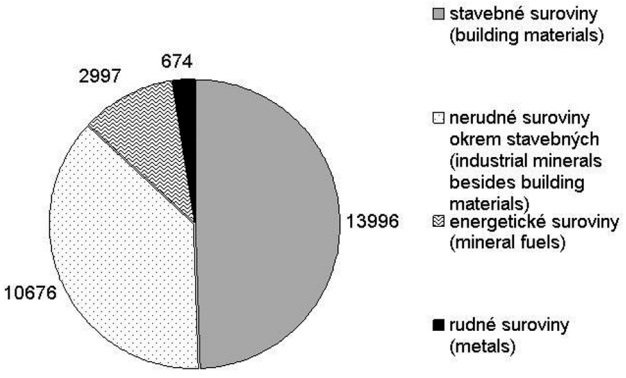
Z *ekonomických* kritérií má zásadný význam veľkosť a stupeň overenia zásoby, množstvo produkcie, potenciálny trh, predpokladaná cena, zisk a riziko investovaného kapitálu. Na ich margo v súčasnom období trhovej ekonomiky možno povedať, že najväčšie problémy s ekonomickými kritériami sa prejavujú v celom ich rozsahu. Je to dôsledok najmä toho, že doteraz väčšina z nich nie je u nás z rozličných príčin dostatočne rozpracovaná v teoretickej, ale hlavne v legislatívnej rovine.

Podľa nášho názoru jediným východiskom ako začať celú transformáciu spätú s efektívnejším využívaním potenciálu nerudných surovín na Slovensku je postupná, ale dôsledná aplikácia štyroch nosných trendov, a to

- maximalizovať finalizáciu spracúvania suroviny so zvýšením jej pridanej hodnoty
- zvýšiť stupeň diverzifikácie suroviny pri aplikáciách účinnou inováciou
- znížiť environmentálnu a energetickú záťaž pri ťažbe a spracúvaní suroviny
- zaviesť modernejšie metódy úpravy suroviny aj s využitím postupov technickej mineralógie

Vymedzenie potenciálu nerudných surovín Slovenska

Podľa podrobnej analýzy geologických, aplikačných a ekonomických kritérií (Kraus, 2006a; Kraus, 2006b) a súčasného stavu najnovších poznatkov o možnostiach aplikácie nerudných surovín Slovenska (Štyriaková et al., 2003; Kraus, 2004; Zuberec et al., 2005; Kovaničová a Čechovská, 2005; Tuček a Derco, 2005; Derco a Tuček, 2005) má tento potenciál nasledujúcu podobu a predpokladáme, že ho v najbližších desaťročiach nebude treba zásadnejšie meniť a dopĺňať.



Obr. 1. Ťažba nerastných surovín v kt na výhradných ložiskách Slovenska v roku 2004. Upravené podľa Baláža a Kušíka (2005).

Fig. 1. Mining output of exclusive mineral deposits in Slovakia in thousand metric tons in 2004. Modified after Baláž and Kušík (2005).

SILIKÁTY: perlit, bentonit, zeolit, kaolín, mastenec, tavený čadič
KARBONÁTY: vápenec, dolomit, magnezit
EVAPORITY: sadrovec, anhydrit, kamenná soľ
STAVEBNÉ SUROVINY: stavebný kameň, štrkopiesok, kremenný piesok a tehliarske suroviny

SILIKÁTOVÉ SUROVINY

Silikátové suroviny na Slovensku majú z pohľadu vyčlenených geologických, aplikačných a ekonomických kritérií dva spoločné znaky:

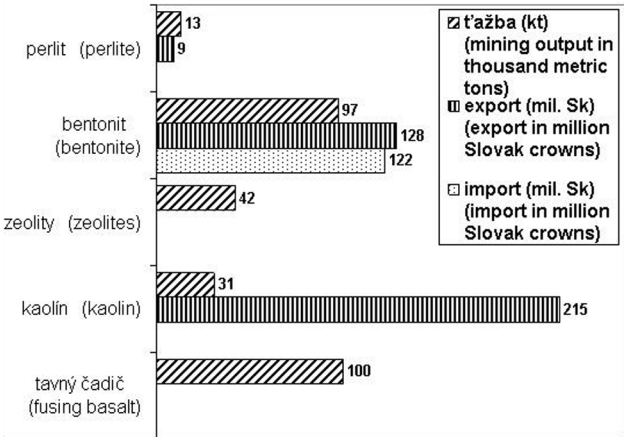
1. Všetky sa – s výnimkou kaolinizácie a steatitizácie – formovali v spätosti s neogénnou vulkanickou aktivitou pri perlitizácii, bentonitizácii a zeolitizácii.

2. Sú významným surovinovým potenciálom Slovenska a pri všetkých treba rozvíjať netradičné a zároveň efektívnejšie formy ich úpravy a využívania.

Základné parametre súvisiace s ťažbou, exportom a importom silikátových surovín uvádzame na obr. 2.

Perlit

Pri perlite je dlhodobý pokles v jeho ťažbe. Oproti prvej polovici 80. rokov 20. stor., keď sa jeho ťažba pohybovala na úrovni 65 kt, je to v súčasnosti okolo 20 kt/ročne. Jeho export smeroval výlučne do Českej republiky a dnes už aj do Poľska. Príčiny sú v tom, že najkvalitnejšie ložisko perlitu na Slovensku pri Jastrabej v jastrabskej formácii sa v zmysle Konečného et al. (1983) na jz. okraji kremnického stratovulkánu a pripraveného na využívanie pred 25 rokmi (Hroncová, 1993) neotvorilo napriek tomu, že má lepšie



Obr. 2. Ťažba, export a import silikátových surovín v roku 2005. Upravené podľa Baláža a Kušíka (2006).

Fig. 2. Mining output, export and import of silicate minerals in 2005. Modified after Baláž and Kušík (2006).

kvalitatívne parametre ako desiatky rokov jediné ťažené ložisko perlitu na Slovensku – Lehôtka pod Brehmi.

O perlit klesá záujem aj v stavebníctve, aj to pre konkurenciu izolačných materiálov z tavného čadiča a ich omnoho účinnejšiemu marketingu a reklame.

Najvážnejšou príčinou tohto stavu je, že vývoj nových aplikácií perlitu (plnivo, filtre, kozmetika, sklárstvo a iné) ustrnul a od 80. rokov 20. stor. sa nerozvíja.

Východisko zo situácie okrem iného vidíme aj v tom, aby sa aplikovaný výskum zameral na nové možnosti využívania perlitu – najmä v zmesiach s bentonitom a zeolitom – pri rôznych aspektoch ochrany životného a prírodného prostredia. Alternatívne využívanie perlitu v sklárskom a keramickom priemysle ako náhrada za kremenný piesok alebo živec považujeme za málo perspektívne.

Bentonit

Geologické kritéria aplikované na slovenských ložiskách bentonitu jednoznačne potvrdili genetickú, časovú a priestorovú spätosť medzi ložiskami perlitu, bentonitu a zeolitu od bádenu až po panón ako v stredoslovenských, tak aj vo východoslovenských neovulkanitoch a platí to aj o Tokajských vrchoch v Maďarsku (Kratochvíl et al., 2008).

Jediné dve v súčasnosti pravidelne ťažené ložiská bentonitu (Stará Kremnička-Jelšový potok I a Kopernica), nachádzajúce sa v jastrabskej formácii na jz. okraji kremnického stratovulkánu, sú názorným príkladom súčasného nie dobrého stavu pri využívaní potenciálu, ktorý poskytujú nerudné suroviny na Slovensku. Približne 80 % ročnej produkcie bentonitu, čo v roku 2005 predstavovalo 76 kt, sa exportovalo do Poľska, Rakúska a Nemecka v úhrnnej hodnote 128 mil. Sk (Baláž a Kušík, 2006). Za import 6,5 kt bentonitu sme zaplatili 122 mil. Sk. Exportovaný bentonit z ložiska Stará Kremnička-Jelšový potok I patrí medzi najkvalitnejšie v európskom a pravdepodobne aj vo svetovom meradle, lebo neobsahuje prímes opálu CT ani ostatných ílových minerálov. Je vhodný prakticky na najnáročnejšiu aplikáciu vrátane hlbinných úložísk vysoko rádioaktívneho odpadu. Prakticky celá pridaná hodnota – bez jeho náležitej finalizácie na samotnom ložisku patričnou úpravou – smeruje do krajín, ktoré ho od nás odoberajú. Z celkovej zásoby evidovanej na Slovensku (42 531 kt) na tento typ pripadá len okolo 2000 kt, čo pri súčasnej ťažbe 100 kt/ročne limituje životnosť tohto unikátneho a výnimočného ložiska na menej ako 20 rokov. Najnovšie pokusy rozšíriť jeho zásobu na samotnom ložisku v jeho jv. pokračovaní nepriniesli očakávané výsledky (Michálek, 2007).

Na druhej strane sa na Slovensku sformovala značná výskumná kapacita na viacerých pracoviskách vysokých škôl, ústavov SAV, ako aj rezortných ústavov s priaznivou vekovou štruktúrou schopná riešiť aj najnáročnejšie otázky aplikácie bentonitu. Treba, aby sa zamerala na možné využívanie menej kvalitných mineralogicko-technologických typov s prímesou kaolinitu a opálu CT, na problematiku natrifikácie, ako aj na modernizáciu úpravárskych kapacít. V opačnom prípade môže nastať situácia, že po vyťažení ložiska Stará Kremnička-Jelšový potok I sa jeho produkcia významne obmedzí.

Zeolity

Zásoba prírodného zeolitu s obsahom klinoptilolitu od 50 do 70 % spätá so strednobádenským ryodacitovým vulkanizmom vo Východoslovenskej nížine na ložisku Nižný Hrabovec a Majerovce stačí na desaťročia. Podobnú situáciu, aj keď s nižším obsahom klinoptilolitu, ale hlavne mordenitu, overil geologický prieskum aj v jastrabskej formácii na jz. okraji kremnického stratovulkánu pri Bartošovej Lehôtke, kde Sedlecké kaolínové závody Karlove Vary – podľa informácie z dennej tlače – pripravujú ťažbu zeolitu. Ťažba najmä na nižnohrabovskom ložisku postupne rastie a v súčasnosti sa približuje k úrovni 50 kt.

Prírodné zeolity sa zatiaľ využívajú hlavne v poľnohospodárstve – približne 70 až 80 % súčasnej svetovej produkcie. V najbližšom období treba predovšetkým rozvíjať aplikácie umožňujúce naďalej zvyšovať súčasnú produkciu. Patrí sem čistenie spalín a odpadovej vody, úprava pitnej a úžitkovej vody, sušenie plynu, využívanie jeho puzolánových vlastností ako prísady do portlandského cementu, do tesniacich zmesí, ako absorbenta, flokulanta a viacerých ďalších nových aplikácií.

Kaolín

Slovenský kaolín ťažený v súčasnosti na troch ložiskách (Vyšný Petrovec a Horná Prievrana pri Poltári v Lučenskej a Rudník v Košickej kotline) je málo kvalitný. Značná zásoba s vysokým stupňom preskúmanosti (zásoba kategórie Z-1 a Z-2), ale s priemernými aplikačnými aj ekonomickými kritériami umožňujú dotovať len 25 % spotreby (obr. 2). Je nevhodný na náročnejšiu úpravu a je lepšie ho využívať v prirodzenom stave (Kraus, 2002).

V tejto situácii paralelné využívanie kaolínu z Vyšného Petrovca pri Poltári ako puzolánovej prísady v podobe metakaolínu do portlandského cementu možno považovať za modelový príklad využívania nerúd inováciou (Krajčí et al., 2007).

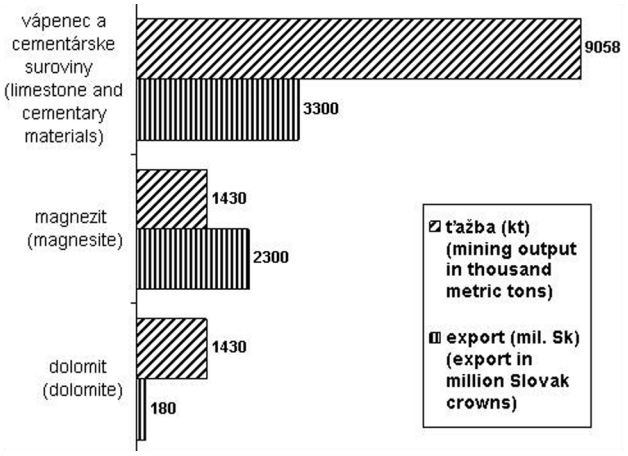
Takto pripravená puzolánová prísada zlepšuje chemickú stabilitu betónu v agresívnom prostredí pri významnej energetickej úspore pri vypaľovacom procese a súčasne pomáha redukovať CO_2 uvoľňujúci sa rozkladom vápenca.

Mastenec

Ložisko mastenca v Gemerskej Polome (Killík, 1995) má európske parametre a súčasne po otvorení môže vyplniť medzeru vzniknuvšiu zastavením exportu mastenca z Číny na európsky trh. Je to súčasne výzva pre domácu výskumnú základňu, aby ju v najbližších 4–5 rokoch naplnila v základnom aj v aplikovanom výskume.

V základnom výskume by sa mala zamerať na

- kvantitatívne minerálne zloženie mastencovej suroviny
- vzťah medzi minerálnym a chemickým zložením mastenca
- stanovenie stupňa štruktúrnej usporiadanosti mastenca



Obr. 3. Ťažba, export a import karbonátových surovín v roku 2005. Upravené podľa Baláža a Kušíka (2006).

Fig. 3. Mining output, export and import of carbonate minerals in 2005. Modified after Baláž and Kušík (2006).

• stanovenie veľkosti častíc mastenca a jeho zrnitostnej distribúcie.

V aplikovanom výskume treba

• stanoviť formy väzby Fe a jeho distribúciu v zrnitostných frakciách

• riešiť priame postupy stanovovania Fe silikátovou analýzou a elektrónovou mikroanalýzou

• riešiť nepriame postupy stanovovania Fe infračervenou spektroskopiou

• riešiť mikronizáciu mastenca s ohľadom na výrobný sortiment.

Tavný čadič

Tavný čadič sa stáva významnou environmentálnou surovinou pre veľký tepelnoizolačný potenciál v priemysle a stavebníctve. Posledný rozsiahlejší geologický prieskum zo štátneho rozpočtu prebiehal v rokoch 1985–1995. Ložiská využívané dovtedy ako stavebný kameň – Husiná, Bulhary a Konrádovce – sa od roku 1998 neevidujú ako výhradné ložiská tavného čadiča. Jeho ťažba za posledných 10 rokov vzrástla zo 40 na súčasných 100 kt. Surovinu spracúva monopolný výrobca a. s. Izomat Nová Baňa – prevažne na minerálne vlákno.

Zásoba tavného čadiča v kategórii Z-1 a Z-2 je evidovaná v množstve 16 000 kt. Pri spracúvaní tavného čadiča v zahraničí sa rozvíjajú nové technológie na úrovni nanotechnológií a geopolymérov. Tento výskum je silne utajovaný. Hodnoverné informácie o situácii v a. s. Izomat Nová Baňa nepoznáme.

KARBONÁTOVÉ SUROVINY

Karbonáty sú najvýznamnejším surovinovým potenciálom SR prinášajúcim najväčší zisk z exportu (obr. 3). V roku 2005 to bolo okolo 5,8 mld. Sk, z toho za vyvezený vápenec, vápno a cement 3,3 mld. Sk a za cement 2,8 mld. Sk. Za vyvezenú surovinu na báze magnezitu sa získalo 2,3 mld. Sk a dolomitu 180 mil. Sk (Baláž a Kušík, 2006).

Na druhej strane tento potenciál ukrýva aj najväčšie rezervy, lebo exportný sortiment je tradičný, veľmi slabo diverzifikovaný a vykazujúci veľmi nízku pridanú hodnotu.

Pre celý západokarpatský región treba naliehavo inovovať geologické kritériá na základe novších poznatkov, ako aj moderných trendov v aplikačných a ekonomických kritériách, ktoré sa v posledných dekádach prudko menia. Na tomto mieste poukazujeme na niektoré z nich.

Vápenec

Ťažba tzv. ostatného vápenca (pod 97 % $CaCO_3$) a vysokopercentného vápenca (nad 97 % $CaCO_3$) v roku 2005 dosiahla 8,4 Mt. Oproti roku 2004 vzrástla o 1,4 Mt, čo išlo výlučne na konto ostatného vápenca, ktorý sa využíva hlavne na výrobu cementu.

Ťažba vysokopercentného vápenca klesá. V roku 2001 sa ho vyťažilo 2,8 Mt, v rokoch 2004 a 2005 už len 2 Mt. V uplynulých desaťročiach sa využíval a stále sa využíva len v tradičných smeroch: v hutníctve, chemickom priemysle, gumárstve, potravinárstve, sklárstve a v keramike.

V posledných rokoch sa rýchlo rozvíja ťažba a spracúvanie prírodných jemne mletých *Ca karbonátov*. Využívajú sa najmä ako plnivo do papiera a plastov. Patrí medzi ne *mramor*, na ktorý pre tento účel pripadá 72 % súčasnej spotreby, vysokopercentný *vápenec* – 21 % súčasnej spotreby a *krieda* so 7 % súčasnej spotreby. Ide o nový a osobitne evidovaný smer využívania Ca karbonátov. V roku 2004 sa na ich aplikáciu vyťažilo 57,4 Mt, z toho v Európe 22,2 Mt a v Rakúsku 2,2 Mt. Základnou požiadavkou je priaznivé chemické zloženie – vyše 98,5 % $CaCO_3$ a vysoká belosť. Najdôležitejším postupom pri úprave je mletie pod 40 μm (mikronizácia). Cena prírodných Ca karbonátov sa podľa zrnitostnej úpravy približne od 40 do 0,5 μm pohybuje od 80 do 180 USD/t, u syntetických Ca karbonátov, hlavne do plastov, od 320 do 750 $ (O´Driscoll, 2007).

Zahraničné firmy ťažiace túto surovinu vhodnú na ultrajemné mletie (významne obmedzuje aplikáciu kaolínu ako plniva do papiera) sa na Slovensku ešte neobjavili. Vápenec – vrátane vysokopercentného – sa u nás tradične využíva najmä na výrobu portlandského cementu. Zahraničné spoločnosti, ktoré sa na Slovensku etablovali, o takúto inováciu zatiaľ nemajú záujem. Kvalitný vápenec wettersteinského typu aj naďalej „odchádza“ za veľmi nevýhodnú cenu v porovnaní s predstavenou inováciou predovšetkým na výrobu cementu, ktorá každý rok významne rastie.

Dolomit

Nijaká iná nerastná surovina na Slovensku nemá taký priaznivý pomer medzi chemicko-technologickými parametrami a množstvom overenej zásoby ako práve dolomit a zároveň možno konštatovať, že s nijakou inou surovinou sa nezaobchádzalo tak nehospodárne a v rozpore s postulovanými trendami, ktoré treba

uplatňovať pri využívaní potenciálu nerúd Slovenska. Je to najkvalitnejšia slovenská surovina nachádzajúca sa na 5 % jeho povrchu.

Exploatácia vysokopercentného dolomitu wetersteinského typu – predovšetkým koncentrovaného v strednom a vrchnom triase chočského príkrovu – kulminovala v roku 1990, keď sa ho vyťažilo 11 Mt. Toto približne desaťročné obdobie – od roku 1980 do roku 1990, keď sa ročná ťažba pohybovala od 5 do už uvedených 11 Mt, spôsobilo veľkú environmentálnu záťaž v najexponovanejších krajinných územiach, predovšetkým Strážovských vrchov, Považského Inovca, Malej a Veľkej Fatry. Takáto intenzívna ťažba bola pravdepodobne ojedinelá aj v celosvetovom meradle a, prirodzene, saturovala vtedajšiu spotrebu v celej ČSFR. Viac ako 50 % z tohto množstva v roku 1990 (6,5 Mt) smerovalo do *stavebníctva* na drvené kamenivo, stavebný a lomový kameň za približnú cenu 20 Sk/t! *Poľnohospodárstvo* na ochranu pôdy a lesov spotrebovalo 2,3 Mt, *hutníctvo* s aplikáciou dolomitu ako troskotvornej prísady 2,0 Mt a *sklárstvo*, predovšetkým z ložiska v Malých Kršteňanoch, spotrebovalo 0,45 Mt.

Po vzniku SR nastal dramatický pokles ťažby dolomitu a v posledných desiatich rokoch sa pohybuje od 2,0 Mt do 1,4 Mt s tendenciou postupného znižovania spotreby. Súbežne sa jeho export v surovom stave znížil v roku 2000 z 1,04 Mt na 0,47 Mt v roku 2005. Podstatne poklesla jeho spotreba v stavebníctve, začal sa využívať ako prídavná surovina v keramickom priemysle, pri výrobe minerálneho vlákna z tavného čadiča, ako aj anorganických hnojív. Ale stále sa významnejšie neuplatňuje ako plnivo, ani v podobe kalcinovaného dolomitu, ani na výrobu syntetického $Mg(OH)_2$ a $CaCO_3$ na výrobu špeciálneho vysokožiaruvzdorného cementu, ako aj na odsírovanie spalín a v mnohých ďalších tzv. malotonážnych odvetviach, kde sa získava finalizáciou prostredníctvom náročnejšej úpravy vysoká pridaná hodnota.

Magnezit

V roku 2005 sa na Slovensku vyťažilo 1,43 Mt magnezitu, v rokoch 2001–2004 sa ťažilo okolo 1,17–1,29 Mt, v rokoch 1970–1990 2,5–3,1 Mt ročne, čo vtedy bolo jedno z prvých troch miest na svete. Zatiaľ sa takmer celá domáca produkcia magnezitu využíva na tzv. mŕtvo vypálenú magnéziu – čo je v našom prípade železitý slinok s obsahom MgO 87–90 % a Fe_2O_3 4,7–7,5 %. Najväčší svetoví producenti prírodného magnezitu (Čína, Turecko a Brazília) produkujú slinok s obsahom MgO od 90,0 do 97,5 % a Fe_2O_3 pod 1,2 %. Slinok sa využíva na výrobu žiaruvzdorných hmôt aplikovaných v hutníctve železa.

Cena slinku sa v závislosti od obsahu MgO a Fe_2O_3 pohybuje od 110 USD/t a približne zodpovedá slinku zo slovenských ložísk až do 245 $/t, ktorá zodpovedá slinku s obsahom MgO 97,5 % a Fe_2O_3 okolo 0,50 % (O´Driscoll, 2006).

Spotreba slinku v hutníctve pre rastúci tlak na jeho kvalitu ustavične klesá. V roku 1975 sa na výrobu 1 Mt ocele spotrebovalo 40 kg slinku, ale v roku 2003 už iba 10 kg. Napriek tomu koncom 20. stor. svetová ťažba magnezitu oproti predchádzajúcemu obdobiu vzrástla o 100 %. V roku 2005 je to 20 Mt a z čoho viac ako 50 % pripadá na Čínu (na Slovensko 6,5 %).

Magnezitová surovina sa termicky upravuje na

1. *Kaustickú magnéziu* – kalcinácia pri 700 °C. V roku 2004 tento podiel na svetovej produkcii prírodného magnezitu bol 15 %. Od roku 2002 vyrába kaustickú magnéziu firma Intocast Hnúšťa. Využíva sa v chémii, poľnohospodárstve a v stavebníctve.

2. *Mŕtvo vypálenú magnéziu* – výpal v rotačných a šachtových peciach pri teplote 1600–1900 °C. Obsah MgO je od 88,0 do 97,5 %. V roku 2004 podiel na svetovej produkcii prírodného magnezitu bol 78 %. Využíva sa výlučne ako žiaruvzdorné stavivo v hutníctve železa a ocele.

3. *Tavnú magnéziu*, pri ktorej sa magnezit taví v elektrickej peci pri teplote nad 2750 °C. Produkt má obsah MgO nad 97,5 %. V roku 2004 bol podiel na svetovej produkcii prírodného magnezitu 7 %.

4. *Slinok bez* Fe_2O_3 s obsahom MgO nad 97,5 % ako jediná na svete chemickým rozkladom magnezitu za krátke obdobie v polovici 90. rokov v množstve okolo 30 tisíc t ročne získavala firma Magnatech Hnúšťa.

V súčasnosti sa pripravuje diverzifikácia výrobného sortimentu magnezitu v SR

- obnovou výroby *slinku bez* Fe_2O_3
- výrobou
  - *kaustickej magnézie*
  - *Mg-Cr dvojslinku*
  - *spinelu a periklásu* z kaustickej magnézie a zo slinku bez železa
  - *špeciálnych druhov MgO* pre farmáciu, chémiu, gumárstvo, poľnohospodárstvo, celulózu, papier a pod.
  - *hexahydrátu chloridu horečnatého* ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$) pre špeciálne druhy cementu

Problematická je výroba *kovového Mg* z magnezitu zastavená pri projektovej príprave v roku 2002 v Lubeníku, a to pre odstúpenie zahraničných firiem, ktoré mali výstavbu financovať.

Evapority

Patria medzi ložiská sadrovca, prípadne anhydritu a kamennej soli. Vlastná ťažba a dovoz sadrovca s anhydritom je v poslednom období v rovnováhe (obr. 4). V poslednom desaťročí je podobne ustálená aj ťažba kamennej soli. Exportuje sa potravinárska soľ z prešovského Solivaru a dováža sa kamenná soľ pre chemický priemysel hlavne do závodu v Strážskom neďaleko pri Zbudze, kde sa už niekoľko rokov pripravuje ťažba.

Medzi ďalšie aktuálne úlohy v efektívnejšom využívaní ložísk evaporitov patrí:

o zníženie importu sadrovca otvorením nového ložiska v permotriase gemerika, meliatika, resp. silicika

o dokončenie výstavby závodu na spracúvanie soľanky zo Zbudze v prešovskom Solivare

o oživenie a zameranie výskumu na inováciu využívania sadrovca a anhydritu najmä v stavebníctve

STAVEBNÉ SUROVINY

Patria sem ložiská *stavebného kameňa, štrkopiesku, kremenného piesku a tehliarskych surovín*. Ich ťažba celkovo pokrýva súčasnú spotrebu (obr. 5). Zásadnou otázkou je nekoordinovanosť výskumu na podporu efektívnejšieho využívania vo všetkých postulovaných trendoch (finalizácia, diverzifikácia, úprava a inovácia). Každý skutočný prínos v tomto smere prináša pri vysokej tonáži vyťažených surovín oproti všetkým ostatným prezentovaným surovinám neporovnateľný ekonomický efekt.

Aby sa čo najskôr dosiahol, je pri stavebných surovinách nevyhnutné

o zavádzať netradičné postupy pri hodnotení kvality stavebných surovín úpravou jestvujúcich technických noriem napr. pri andezite, bazalte a inde

o orientovať výskum a vývoj na výrobu ľahčených sendvičových konštrukčných prvkov s vysokými tepelnoizolačnými a zvukovoizolačnými parametrami

o vyvíjať zmesný ekocement, špeciálne druhy cementu a ľahké syntetické kamenivo typu liopór, siopor a iné

o rozvíjať aplikáciu puzolánových prísad do portlandského cementu na báze dostupných silikátových surovín (metakaolín a zeolity)

o oživiť a vzájomne prepojiť výskumnú základňu v oblasti stavebníctva na prierezovej celoslovenskej úrovni z existujúcich kapacít VŠ, SAV a akciových spoločností.

NÁVRH CIEĽOV VÝSKUMU ZAMERANÉHO NA NOVÉ TRENDY VYUŽÍVANIA NERÚD SLOVENSKA

Na najbližšie tri-štyri roky navrhujeme zamerať výskum na nasledujúce ciele a tematické oblasti, ktorých obsah a zameranie nie sú doteraz uzavreté. Ide naopak o stále otvorený systém, ktorý možno treba doplniť a rozšíriť v naznačených trendoch.

Negatívne vplyvy oxidov Fe a Ti

Eliminovať negatívny vplyv oxidov Fe a Ti v mineráloch s cieľom poznať ich formu väzby a potom zvýšiť mieru ich využívania efektívnejšou úpravou. Osobitne sa to týka silikátových (mastenec, bentonit, kaolín a kremenný piesok) a karbonátových surovín (vápenec, dolomit a magnezit).

Prírodné nanomateriály

Pripraviť prírodné nanomateriály modifikáciou jemne mletých surovín – pod frakciu 40 μm – nasledujúcou prípravou vysoko čistého plniva do plastov, farieb, gumy, kozmetiky, papiera a iných produktov (zeolit, mastenec, vápenec a dolomit).

Inovácie

Významne inovovať tradičné zužitkúvanie stavebných surovín (stavebného kameňa, štrkopiesku, kremenného piesku a tehliarskeho ílu) a im príbuzných surovín (perlitu, metakaolínu, tavného čadiča a sadrovca). Pri spracúvaní týchto surovín znížiť energetickú náročnosť a kontamináciu oxidom uhličitým.

Okrem toho sa zamerať na

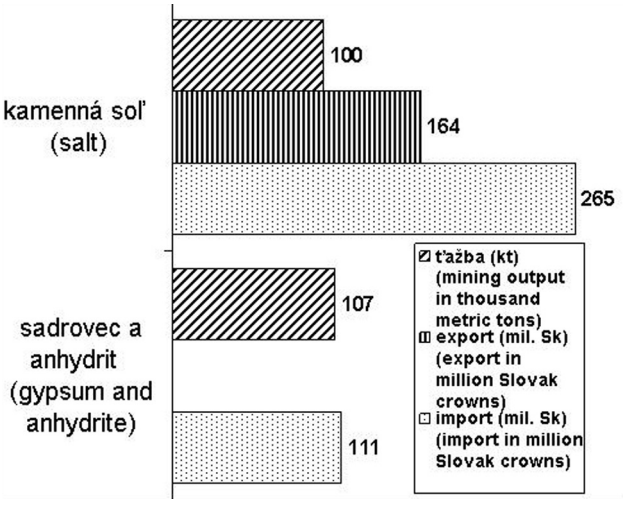
– prefabrikované a ľahké stavebné prvky s vysokými tepelnými a zvukovými izolačnými parametrami

– termicky upravené kamenivo na výrobu zmesných, nízko energetických ekocementov,

– inovatívneho betónu a sanačnej malty.

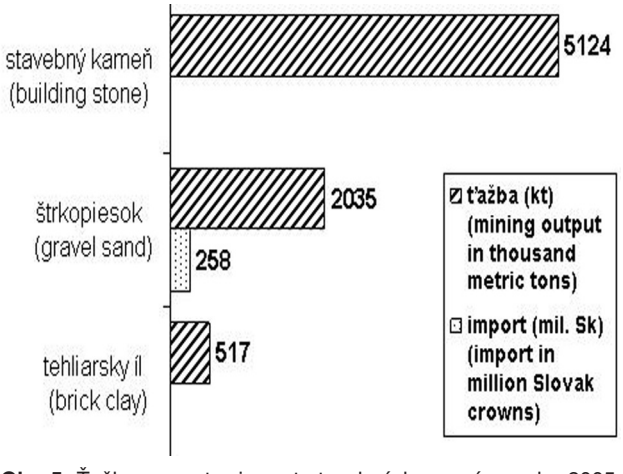
Diverzifikácia

Významne diverzifikovať tradičné využívanie najvýznamnejších karbonátových a silikátových surovín na netradičné smery ich aplikáciu na domáci trh aj na export a tým znížiť rizikovosť a nevýhodnosť súčasného úzkeho



Obr. 4. Ťažba, export a import evaporitov v roku 2005. Upravené podľa Baláža a Kušíka (2006).

Fig. 4. Mining output, export and import of evaporites in 2005. Modified after Baláž and Kušík (2006).



Obr. 5. Ťažba, export a import stavebných surovín v roku 2005. Upravené podľa Baláža a Kušíka (2006).

Fig. 5. Mining output, export and import of building materials in 2005. Modified after Baláž and Kušík (2006).

výrobného sortimentu našich ťažiskových surovín. Týka sa to hlavne magnezitu – takmer výlučne orientovaného na žiaruvzdorné materiály – vápenca s príliš jednostranným zameraním na produkciu cementu prípadne vápna, ale aj rozličnú mieru naliehavosti pri dolomite, mastenci, bentonite, zeolite a sadrovci.

Sorbenty

Široko koncipovať prípravu sorbentov na báze bentonitu, zeolitu, perlitu, diatomitu, vápenca, dolomitu a ich vzájomných zmesných produktov na úpravu úžitkovej a pitnej vody, ropných havárií a ich aplikáciu do tesniacich bariér, skládok komunálneho a vysokotoxického odpadu, ako aj čistenie odpadného vzduchu a sušenie plynov.

Ďalej sa zamerať na prípravu sorbentov, ktoré sú schopné viazať

– *z vodného prostredia* toxické a ťažké kovy, anorganické kontaminanty a organické polutanty

– *z odpadovej vody* rozpustné nitrozlúčeniny, fosfáty, amíny a NH_4 ióny

– *z kontaminovanej pôdy* detergenty, herbicídy, pesticídy, toxické a ťažké prvky.

Zo sorbentov osobitnú pozornosť venovať *bentonitu* alebo iným prírodným aditívam na pripravované národné úložisko vysokorádioaktívneho odpadu, kde treba zhodnotiť ich

– dlhodobú stabilitu a správanie sa pri záťaži (teplota a roztoky z okolitého prostredia)

– styk s kontajnerom a vysokorádioaktívnym odpadom

– technológiu prípravy bentonitových tvárnic.

Odpad

Zamerať sa na využitie odpadu vyskytujúceho sa hlavne v podobe kalu, úletu a drobných zrnitostných frakcií po ich spracúvaní úpravníckymi procesmi predovšetkým pri magnezite, vápenci, dolomite a stavebnom kameni.

Syntetické minerály a materiály

Vyvinúť a zaviesť nové postupy predovšetkým na báze termickej úpravy a chemického rozkladu zameranej na získanie syntetických minerálov z prírodných surovín alebo synteticky pripravených materiálov s cieľom viacnásobne zvýšiť ich pridanú hodnotu. Z nerastných surovín môže ísť o vápenec, magnezit, mastenec, zeolit, smektit, kaolinit, grafit, kremenný piesok. Napríklad karbid kremíka – SiC sa v súčasnosti vyrába z vysoko čistého kremenného piesku a ropy s nízkym obsahom S pri teplote 2400 °C. Syntetický spinel alebo periklas sa vyrábajú na báze kalcinovanej alebo chemicky čistej magnézie pripravenej z magnezitu. Syntetický $CaCO_3$ sa pripravuje chemickým rozkladom mramoru, vysoko percentného vápenca alebo kriedy.

Zo synteticky pripravených kompozitov môže ísť o keramické implantáty pre zdravotníctvo (oxid hlinitý, nitrid kremíka a karbid kremíka), keramické súčiastky do automobilov, pre papierenský (oxid hlinitý, karbid kremíka) a textilný priemysel (oxid hlinitý a zirkoničitý, karbid kremíka, sialony), keramické prievlaky pre drôtovne (nitrid kremíka, oxid hlinitý, karbid bóru) a keramické podpery pre vysoko teplotné technológie (karbid kremíka)

Záver

1. Podstatná časť nerastných surovín Slovenska podľa zásoby, ťažby, spracúvania, ale aj ceny alebo podielu na exporte pripadá na nerudné suroviny. Podľa súčasných prognóz neobnoviteľných zdrojov, je nezvratný a v dlhodobej koncepcii surovinovej politiky Slovenska treba s ním počítať veľmi pravdepodobne v celom 21. stor.

2. Vo využívaní súčasného potenciálu nerudných surovín Slovenska v jeho ekonomickom rozvoji môže privodiť obrat dôsledné uplatňovanie štyroch základných trendov:

- maximálna finalizácia pri spracúvaní so zvýšením ich pridanej hodnoty
- zvýšenie diverzifikácie pri ich využívaní v rozličných odvetviach
- zníženie environmentálnej a energetickej záťaže pri ťažbe a spracúvaní
- zavedenie modernejších metód úpravy

3. Na základe analýzy geologických, aplikačných a ekonomických kritérií sme vymedzili potenciál nerudných surovín Slovenska v nasledujúcej podobe:

Silikáty: perlit, bentonit, zeolit, kaolín, mastenec a tavný čadič

Karbonáty: vápenec, dolomit a magnezit

Evapority: sadrovec, anhydrit a kamenná soľ

Stavebné suroviny: stavebný kameň, štrkopiesok, kremenný piesok a tehliarske suroviny.

4. Rozvíjanie netradičných foriem využívania najvýznamnejších a pre Slovensko tradičných surovín spolu s reálnejším hodnotením ich surovinového potenciálu pokladáme za hlavnú prioritu na niekoľko desaťročí.

Poďakovanie. Za viaceré podnety ďakujem Ing. I. Janotkovi, CSc. (Ústav stavebníctva a architektúry SAV v Bratislave), prof. Ing. I. Košťalovi, CSc. (Fakulta baníctva, ekológie, riadenia a geotechnológií TU v Košiciach), a Ing. Ľ. Tučekovi (Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Košice). Prácu podporila VEGA (projekt 1/3072/06, 2/6108/26).

Literatúra

Baláž, P. & Kušík, D., 2005: Nerastné suroviny SR – štatistická ročenka za rok 2004. *ŠGÚDŠ Spišská Nová Ves – Bratislava, 172.*

Baláž, P. & Kušík, D., 2006: Nerastné suroviny SR – štatistická ročenka za rok 2005. *ŠGÚDŠ Spišská Nová Ves – Bratislava, 164.*

Derco, J. & Tuček, Ľ., 2005: Mastenec a mastencové horniny – možnosti komplexného využívania. *Mineralia Slov., 37, 399–401.*

Hroncová, Z., 1993: Jastrabá – výpočet zásob perlitu na výhradnom ložisku, stav k 28. 9. 1993. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Killík, J., 1995: Gemerská Poloma – mastenec, výpočet zásob, stav k 31. 3. 1995. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Konečný, V., Lexa, J. & Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 9, 203.*

Kovaničová, Ľ. & Čechovská, K., 2005: Sklárske piesky Slovenska. *Mineralia Slov., 37, 378–383.*

Kratochvíl, T., Šucha, V., Adamcová, R., Janega, A. & Mátyás, T., 2008: Minerálne zloženie a fyzikálne vlastnosti alterovaného ryolitového tufu z vybraných ložísk južnej časti Tokajských vrchov (Maďarsko). *Mineralia Slov., 40, 1–2, 45–52.*

Kraus, I., 2002: Možnosti využitia kaolínových pieskov z ložiska Vyšný Petrovec pre termické a netermické technológie a sklársky priemysel. *Manuskript – archív Katedry ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava.*

Kraus, I., 2004: Nové prístupy k spracovaniu a využitiu vybranej skupiny silikátových surovín Slovenska. *Eurosilikát 2004, Lučenec, 36–40.*

Kraus, I., 2006a: Potenciál nerudných surovín Slovenskej republiky. *In: Súčasné trendy a problémy vo výskume nerudných nerastných surovín. ŠGÚDŠ Bratislava, 13–18.*

Kraus, I., 2006b: Návrh na kategorizáciu nerudných surovín Slovenskej republiky vrátane netradičných so zameraním na výskum ich efektívnejšieho využitia. *In: Súčasné trendy a problémy vo výskume nerudných nerastných surovín. ŠGÚDŠ Bratislava, 19–23.*

Krajčí, Ľ., Janotka, I., Kraus, I. & Jamnický, P., 2007: Burnt kaolin sand as pozzolanic material for cement hydratation. *Ceramics – Silikáty, 51, 217–224.*

Michálek, J., 2007: Záverečná správa s výpočtom zásob Jelšový potok I – bentonit k termínu máj 2007. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

O´Driscoll, M., 2006: Magnesia markers. *Industrial Minerals, 9, 51–65.*

O´Driscoll, M., 2007: A bright carbonate future. *Industrial Minerals, 10, 24–33.*

Tuček, Ľ. & Derco, J., 2005: Nové možnosti využívania slovenského magnezitu. *Mineralia Slov., 37, 3, 396–398.*

Štyriaková, I., Štyriak, I., Kraus, I., Hradil, D., Grygar, T. & Bezdička, P., 2003: Biodestruction and deferrization of quartz sands by Bacillus species. *Minerals engineering, 16, 709–713.*

Zuberec, J., Tréger, M., Lexa, J. & Baláž, P., 2005: Nerastné suroviny Slovenska. *ŠGÚDŠ Bratislava, 350.*

Rukopis doručený 20. 5. 2008
Revidovaná verzia doručená 23. 6. 2008
Rukopis akceptovaný 29. 10. 2008

New trends and possibilities of utilization of industrial minerals and rocks in Slovakia

The prevailing part of raw material in Slovakia, being evaluated by the quantity of reserves, exploitation, processing and last but not least by its value or ratio involved in export, belongs to industrial minerals and rocks. According to recent prognosis concerning unrecoverable resources in Slovakia, this status quo is irreversible and in the long-term conception of the raw material policy there is necessary to count with it in a very high probability during entire 21st century. Coming out of the analysis of geological, applicability and economic criteria we have specified the potential of industrial minerals and rocks in Slovakia in following form:

Silicates: perlite, bentonite, zeolites, kaolin, talc and fusing basalt

Carbonates: limestone, dolomite and magnesite

Evaporites: gypsum, anhydrite and salt

Building raw materials: building stone, gravel sand, quartz sand and brick clays

We consider the development of non-traditional forms of utilization of the most traditional and significant raw materials in Slovakia together with the more realistic evaluation of its potential as the main priority for the future decades.

Mineralia Slovaca, 40 (2008), 183–184
ISSN 0369-2086

Aktualita – Actuality

Nález vtáčej nohy (Aves) v paleogénnych sedimentoch lokality Bystré nad Topľou

MIROSLAV FULÍN[1] a PETER HOLEC[2]

[1]Východoslovenské múzeum, Hviezdoslavova 3, 041 36 Košice
[2]Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Discovery of a bird leg (Aves) in Paleogene sediments at Bystré nad Topľou locality

A part of right leg belonging to bird (Aves) was discovered at Bystré nad Topľou locality in 2007. This locality is known also by the presence of the sea fish fauna belonging to the IMP 2 zone of the Outher Carpathians Flysh.

Key words: Paleogene, aves, Central Carpathian Basin

Úvod

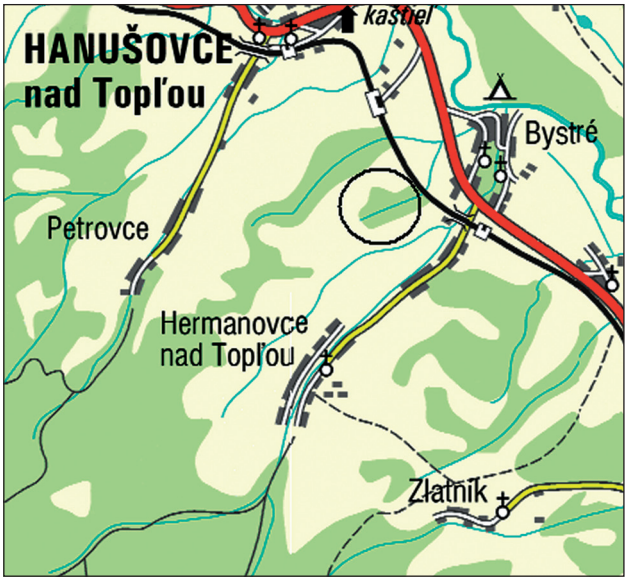
Fosílie vtákov patria medzi ojedinelé a v Západných Karpatoch medzi výnimočné paleontologické nálezy. V katastrálnom území Bystrého nad Topľou (obr. 1) na lokalite, z ktorej sme v roku 2001 opísali nález fosílnych rýb (Gregorová a Fulín, 2001), našiel v roku 2007 pán Milan Dolinský fosíliu malej vtáčej nohy (obr. 2).

Sledované územie

Horninovým prostredím nálezu je hutianske súvrstvie vnútrokarpatského paleogénu (Gross in Kaličiak et al., 1991) a tvoria ho vrstvy piesčitého ílovca, pieskovca a prachovca. Pieskovec, v ktorom sa opisovaný nález našiel, je pelitický, má lavicovitý rozpad a častý prechod do húževnatých pelokarbonátov. Vek súvrstvia je stredný oligocén až rupel.

Metodika a materiál

Nálezom je pozitív aj negatív celej pravej vtáčej nohy na plochách odlučnosti materskej horniny. Na spracovanie máme iba jednu vzorku s fosílnymi zvyškami materiálu (obr. 2), na ktorom chýba proximálna časť stehnovej kosti – femur. Jeho distálna časť je dlhá 12,3 mm. Skeleton kruris (*tibiotarsus*) sa skladá z dlhej tíbie. Z fibuly vidno len malú tenkú časť pri proximálnej hlavici tíbie v jej zadnej, ventrálnej časti. Tíbia je dlhá 19,2 mm. Os *sezamoideum tibiotarzale* nevidno. K distálnej časti sa pripája pomerne krátky tarzometetarzus dlhý len 6,0 mm a za ním nasledujú štyri prsty zakončené len trocha prehnutými pazúrikmi. Najzreteľnejšie je viditeľný prvý a druhý prst, kým tretí a štvrtý sa sčasti prekrývajú. Prvý prst má dva články. Pazúrik je nápadne veľký. Celková dĺžka prvého prsta je 5,9 mm, druhý je dlhý 8 mm a má tri články, pričom proximálna časť falangu ako dôsledok poškodenia chýba a tretí falang je iba odtlačený, ale zreteľný. Tretí prst splýva so štvrtým a počet článkov nie je



Obr. 1 Lokalizácia nálezu vtáčej nohy v katastrálnom území Bystrého nad Topľou.

Fig. 1. Location of finding of bird leg in cadaster area of village Bystré nad Topľou.

Obr. 2. Vtáčia noha z lokality Bystré nad Topľou.

Fig. 2. The bird leg from locality at Bystré nad Topľou.

zistiteľný. Posledný článok sa zachoval iba ako odtlačok. Prsty sú dlhé približne 10,2 mm.

Diskusia a výsledky

Analýza vtáčej končatiny na sledovanej lokalite rozširuje paleoekologické a paleogeografické poznatky o sedimentačnom priestore vnútrokarpatského paleogénu. Podľa spoločenstva rýb analyzovaného v práci Gregorovej a Fulína (2001) lokalita Bystré nad Topľou patrí do biostratigrafickej zóny IPM (*Ichthyofauna Paleogen Menility*) do menilitového pásma Vonkajších Západných Karpát (Kotlarczyk a Jerzmanska, 1976).

Záver

Autori v príspevku opisujú fosílny nález pravej nohy vtáka malých rozmerov. Nález je z lokality Bystré nad Topľou, kde sa v roku 1991 našli fosílne ryby. Výskyt vtáčej fauny v spoločenstve morských rýb indikuje vplyv pevniny, a tak pomôže spresniť paleogeografiu oblasti.

Poďakovanie. Ďakujem pánovi Dolinskému za poskytnutie nálezu, Ing. Obuchovi za pomoc pri určovaní skúmaného zvyšku a grantovej agentúre VEGA za pridelenie grantu 1/3053/06.

Literatúra

Gregorová, R. & Fulín, M., 2001: Fosílne ryby vo vnútrokarpatskom paleogéne pri obci Bystré nad Topľou (východné Slovensko). *Natura Carpatica, 42, 43–54.*

Kaličiak, M. et al., 1991: Geologická mapa a vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny v mierke 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Komárek, V., 1979: Anatomia avium domesticarum. Diel 1. *Bratislava, Príroda, 162.*

Kotlarczyk, J. & Jerzmanska, A., 1976: Biostratigraphy of Menilite Beds of Skole unit from the Polish Carpathians. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Terre, 24, 1, 55–61*

Rukopis doručený 11. 6. 2008
Revidovaná verzia doručená 29. 7. 2008
Rukopis akceptovaný 29. 10. 2008

Mineralia Slovaca, 40 (2008), 185–196
ISSN 0369-2086

Staroveký bronz – história a zdroje

PETER ANDRÁŠ[1, 2]

[1]Geologický ústav SAV, Ďumbierska 1, 974 01 Banská Bystrica; andras@savbb.sk
[2]Katedra environmentálneho manažmentu Fakulty prírodných vied
Univerzity Mateja Bela, Tajovského 40, 974 01 Banská Bystrica

Archean bronze: History and sources

The history of the Bronze Age has both its material- and idea- dimension, as well as political, military, artistic, economic, metallurgical but also geological and mineralogical dimensions. No matter on the data access centre of gravity, nobody can unfix, that the history of the Bronze Age is the history of tin and copper. The place and time of the invention of bronze are controversial and it is a question if bronzing was invented independently in multiple places. The earliest known arsenian bronzes are described from 4th millennium B. C. and tin bronzes from about 3000 B. C. Besides the famous Cornwall deposits, several Archean copper and tin deposits were discovered by scholars during the last three decades in Anatolia, Iran, Uzbekhistan, etc., but it is still a great call for archeologists and geologists to help discover the Ancient sources of these metals.

Key words: copper, stannite, tin, bronze, Bronze Age, metallurgy, sources

Úvod

Bronz bol vyše 1500 rokov základom civilizácie a najdôležitejším kovom v službách človeka, až kým ho z tejto pozície nevytlačilo železo. Prírodný bronz (Cu_6Sn_5) sa okrem raritných výskytov drobných akumulácií – opísaných z ložiska Panasqueira (Portugalsko), Kubaka (Čukotka), Elkiaidai (Uzbekistan) a Eleťozerskij masív (severná Karélia) – nevyskytuje. Objavenie technológie jeho výroby patrí medzi najvýznamnejšie výdobytky, ktoré posunuli vývoj na prah ďalekosiahlych spoločenských premien.

Človek bronzovej doby ako zdroj medi využíval predovšetkým rýdzu meď a jej uhličitany. Na zemskom povrchu ju nachádzal vo viacerých geologických prostrediach – 1. vo výlevných a hlbinných horninách tvorených prevažne mafickými minerálmi, 2. v hydrotermálnych ložiskách, 3. v oxidačných zónach medených sulfidických ložísk a 4. v rozsypoch (ryžoviskách) asociovaných s mafickými vyvretými horninami a v čelných morénach ľadovcov (*tilloch*). Najčastejšie sa vyskytuje vo forme dvoch bezvodých hydroxiuhličitanov – modrého azuritu $Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$, zeleného malachitu $Cu_2(CO_3)(OH)_2$ a červenej metalickej medi (obr. 1). Metalická meď sa vyskytovala často v prekvapujúco veľkom množstve napr. v okolí Veľkých jazier v Severnej Amerike (v Michigane, Wisconsine a Minnesote), kde tvorila aj balvany s hmotnosťou vyše 100 kg. Najväčšie balvany a nugety medi sa našli pod hladinou Horného jazera. Ich povrchovú kôru zvyčajne tvorí zmes oxidu medi kupritu (Cu_2O) a malachitu (Irving, 1882). Najväčší balvan objavený v rieke mal hmotnosť 635 kg. Našli ho na J od Veľkého jazera v rieke Sioux vo Wisconsine (Salisbury, 1885). Na dne Veľkých jazier možno objaviť aj omnoho gigantickejšie kusy medi. Tak napr. v Michiganskom mineralogickom múzeu je vystavený sedemnásťtonový balvan rýdzej medi vylovený z dna Veľkého jazera. Z obdobia 3000 rokov pred Kr. sa tu objavilo vyše desaťtisíc ťažobných lokalít (Cowen a Thomas, 2003). Meď pochádza zo sedimentov tvoriacich preplástky v bazaltových lávových prúdoch, ktoré sa zachovali na polostrove Keweenaw a na ostrove Royale. Zvetrávaním a eróziou sedimentov sa uvoľnila a potom riekou transportovala meď – tzv. plávajúca (*float copper*). V ľadových dobách putovala v čelných morénach zo S sa plaziacich ľadovcov (Irving, 1882; Salisbury, 1885).

Vhodnú medenú rudu poskytovali aj uhličitany medi bez nežiaducich zložiek, a to napriek tomu, že často obsahovali pomerne bohatú značnú prímes ďalších minerálov medi – chalkopyritu, kupritu, chalkocitu, bornitu, covellitu a či rýdzej medi, ale aj sfaleritu, galenitu, antimonitu, tetraedritu a i. Najvýznamnejšiu rudu medi – chalkopyrit – staroveké metalurgovia nevedeli spracúvať.

Malachit a azurit sa v bronzovej dobe ťažili napr. na Sinajskom polostrove v okolí Feiranu a Timny. Na stráňach a vo vertikálnych šachticiach a štôlňach (obr. 7) sa tu od neskorého neolitu až do stredoveku kamennými nástrojmi z mäkkého pieskovca ťažili noduly malachitu obsahujúce až 55 % medi.

Pomerne dosť malachitu sa vedno s cínovou mineralizáciou ťažilo aj z tadžických, uzbeckých a afganských (*baktrijských*) ložísk Zeravšan, Mušiston a Karnab.

Hlavným minerálom cínu je kasiterit SnO_2 (obr. 2) a stanit Cu_2FeSnS_4. Kasiterit sa viaže hlavne na granit a na kremenné žily. Pri zvetrávaní hornín sa pre svoju vysokú hustotu uvoľňuje a pre rezistentnosť voči zvetrávaniu sa (podobne ako zlato) hojne vyskytuje v rozsypoch. Prvé nálezy kasiteritu možno zaiste predpokladať práve v rozsypových ložiskách. Schopnosť starých prospektorov

odlíšiť opticky bezmála identické čierne zrnká magnetitu od kasiteritu je pozoruhodná, veď mnohé kasiteritové rozsypy sa označovali názvom „čierny piesok," a to hlavne pre prevládajúci obsah magnetitu (Taylor, 1979).

Zrodenie bronzu

Využívať meď na výrobu rozličných nástrojov a zbraní sa pokúšali už dávne neolitické kultúry, ale bola mäkká, neudržiavala tvar a ostrie čepelí z nej sa rýchlo otupovalo. Kamenné nástroje boli často užitočnejšie, a tak sa mäkká meď sprvu viac využívala len ako šperkárska surovina. Starovekí kováči však skoro zistili, že spracovaním medi za chladna (alebo po jej opatrnom miernom prehriatí) sa môže jej tvrdosť viac ako zdvojnásobiť a vyrovnať sa tvrdosti čistého železa. Takýto postup umožňoval získať nástroje nečakane dobrej kvality, ktoré bolo možno v prípade potreby vytvarovať aj na ostrú čepeľ. Takáto meď bola pevná, zachovávala si ostrie a jej jedinou nevýhodou bola značná krehkosť (Cowen a Thomas, 2003).

Najstaršie medené výrobky sú z Mezopotámie z obdobia okolo roku 8000 pred Kr. Známe sú aj háčiky a šidlá z Çayönü Tepesi vo východnom Turecku. Meď, z ktorej boli vyrobené, pochádzala z 20 km vzdialeného Ergani Madenu, ložiska medených rúd, ktoré sa ťaží dodnes. Artefakty z Çayönü Tepesi patria medzi mimoriadne archaické príklady rýdzej medi spracovanej v ohni pyrotechnológiou. Háčiky a šidlá boli zahriate a vyklepané do požadovaného tvaru, no kováč zrejme neovládal technológiu tvrdenia medi. Artefakty z Çayönü Tepesi sú príkladom remeselnej produkcie prechodného obdobia medzi neolitom a bronzovou dobou (Earl, 1994).

Okolo roku 5000 pred Kr. sa menšie množstvo medi začalo taviť aj v Anatólii (v centrálnom Turecku). Rozsypy medených a cínových rúd bolo možno nájsť aj v riekach Sýrie. Na Balkáne je ťažba v medených baniach doložená už z roku 4800 pred Kr., a to najmä na lokalite Rudno Glava a Aibumar v Bulharsku a Jarmovac v Srbsku.

Na rozdiel od rýdzej metalickej medi bolo treba meď z malachitu a azuritu najprv metalurgicky získať. Meď sa taví pri 1085 °C. Pri zahrievaní sa začne karbonatická zložka minerálov vydeľovať v podobe vodnej pary a oxidu uhličitého a ruda sa mení na oxid medi

$$Cu_3(CO_3)_2(OH)_2 = 3CuO + 2CO_2 + H_2O$$
$$Cu_2(CO_3)(OH)_2 = 2CuO + CO_2 + H_2O$$

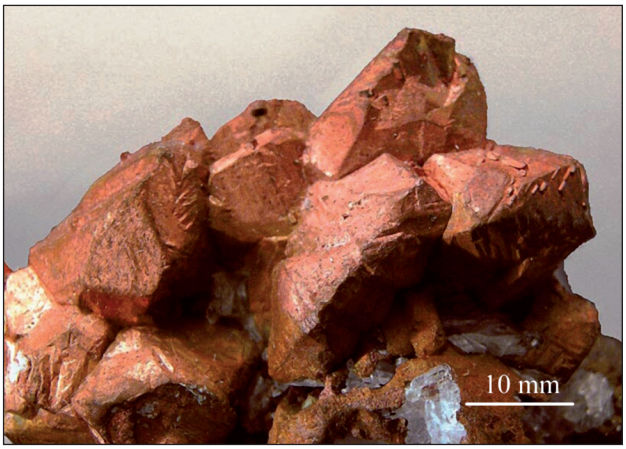
Pri asi 1100 °C vzniká v ohni z CuO ako výsledok pôsobenia CO metalická meď (Cowen a Thomas, 2003)

$$CuO + CO = Cu + CO_2$$

Cín – nevyhnutná surovina na výrobu klasického bronzu – sa v prírode vyskytuje najčastejšie vo forme oxidu – kasiteritu (SnO_2). Tavením pomocou dreveného uhlia sa starovekým metalurgom darilo oxid redukovať a získať metalický cín. Jediný doklad o tomto technologickom postupe sa zachoval v St. Austeli v Cornwalle (Muhly, 1985).

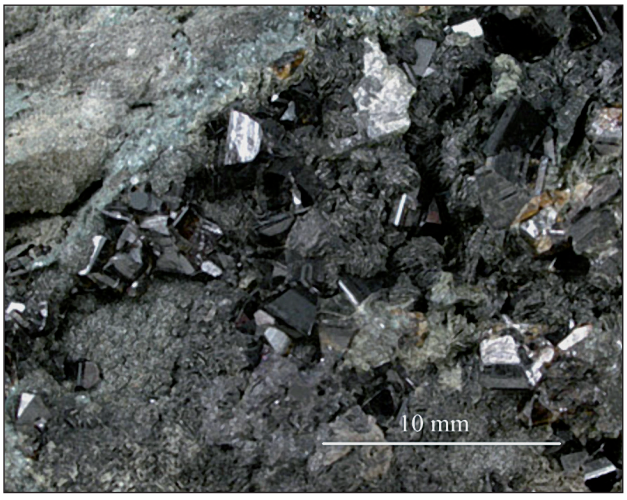
Arzénový bronz

Okolo roku 3800 pred Kr. kmene usadené na pobreží Stredomoria a Atlantiku už ťažili meď vedome. Prospekcia, ťažba rúd a ich spracúvanie kládli značné nároky na organizáciu spoločnosti. Začali sa z nej vyčleňovať skupiny špecialistov – baníkov, hutníkov, kováčov a remeselníkov, úradníkov i vojakov a roľníci s pastiermi mali pre nich zabezpečovať nevyhnutné potraviny. Po roku 3500 pred Kr. začala v Mezopotámii spotreba zlata, striebra, olova a medi prudko rásť (Gale et al., 1985). Blízky východ bol bohatý na medené rudy a ložiská farebných kovov, ktoré sa v Iráne ťažia aj v súčasnosti. Cesta k výrobe bronzu napriek tomu nebola jednoduchá. Významným faktorom, ktorý brzdil vývoj v tomto smere, bolo, že ložísk cínu je podstatne menej ako ložísk medi a len málokedy sa vyskytujú spolu. Medenú mineralizáciu naopak často sprevádzajú arzénové rudy (ktoré tvorí hlavne arzenopyrit, tennantit, löllingit a prípadne Cu-As minerály – enargit, luzonit). Tieto rudy sú neporovnateľne hojnejšie zastúpené ako rudy cínu a prví metalurgovia čoskoro zistili, že



Obr. 1. Agregát kryštálov prírodnej rýdzej medi Cliff mine (Keweenaw County, Michigan; foto John A. Jaszczak).

Fig. 1. Native copper crystal aggregate from Cliff mine (Keweenaw County, Michigan; photo John A. Jaszczak).



Obr. 2. Kryštály kasiteritu z Cornwallu (foto John Betts).

Fig. 2. Kasiterite crystals from Cornwall (photo John Betts).

prímes arzénu zlepšuje úžitkové vlastnosti medi, najmä tým, že výrazne zvyšuje tvrdosť kovu, a preto začali do medi pridávať arzén a to okolo roku 3500 pred Kr. značilo začiatok výroby „arzénového bronzu" (Gale et al., 1985). Najstaršie bronzové artefakty sú známe zo začiatku 4. tisícročia pred Kr. z oblasti majkopského kultúrneho okruhu z Kaukazu. Odtiaľ sa technológia výroby bronzu rozšírila do Mezopotámie a neskôr aj do povodia Indu (Muhly, 1985).

Spred roku 3000 pred Kr. nie je nijaký nález klasického cínového bronzu. V celom západnom Stredomorí a na Kréte sa bronz ešte aj po roku 3000 dlho vyrábal pridávaním arzénu a v Anatólii primiešavaním arzenopyritu (azda i ďalších As minerálov) do medenej rudy. Cín tvrdený bronzom, vyskytujúci sa v tomto ranom období v Anatólii, vznikol pravdepodobne len náhodným primiešavaním cínového minerálu stanínu.

Cínový bronz

Začiatok doby bronzovej nie je jasný. Spravidla sa kladie do obdobia okolo roku 3000 pred Kr. a jej trvanie možno sledovať až do roku 1100 pred Kr., v Británii dokonca oveľa dlhšie (2500–500 pred Kr.).

Bronz ako prví začali v masovom meradle používať Sumeri. Bronzové nálezy z Uru a Susy sú už spred roku 3000 pred Kr. (Cleuziou a Berthoud, 1982; Moorey, 1982). Okrem mnohých iných prvenstiev im treba priznať aj to, že boli prvými mineralógmi. Poznali vyše 150 minerálov, medzi nimi aj kasiterit. Jeho primiešavaním do medenej rudy vznikala tvrdá, „ázijská meď". Tento názov sa objavuje v egyptských textoch okolo roku 2500 pred Kr.

Prímes cínu a jeho pomer voči arzénu v archaických bronzových výrobkoch čo do kvantity kolíše. Ako ukázal Tallon a Malfroy (1987) a Ryck et al. (2005) na príklade bronzu z oblasti Susy, obsah As voči obsahu Sn v 3. tisícročí postupne klesal. Takýto bronz okrem cínu obsahuje aj iné kovy (napr. zinok a antimón). Z kultúrneho okruhu Uru a Susy je z tohto obdobia známy aj bronz, ktorý okrem arzénu má aj vysoký obsah olova (až 14 %) a prímesi striebra a niklu (Tallon a Malfroy, 1987; Müller-Karpe, 1991). Zinok, antimón a olovo boli pravdepodobne prírodnou súčasťou použitej medenej rudy, ktorá v istom množstve obsahovala aj galenit (PbS), sfalerit (ZnS), antimonit (Sb_2S_3) či tetraedrit. Neskôr sa pri výrobe bronzu ustálil pomer 90–95 % medi a 5–10 % cínu. Arzénový bronz sa cínovým nahrádzal až okolo roku 1500 pred Kr. (Lechtman a Klein, 1999; Schiegl, 1994).

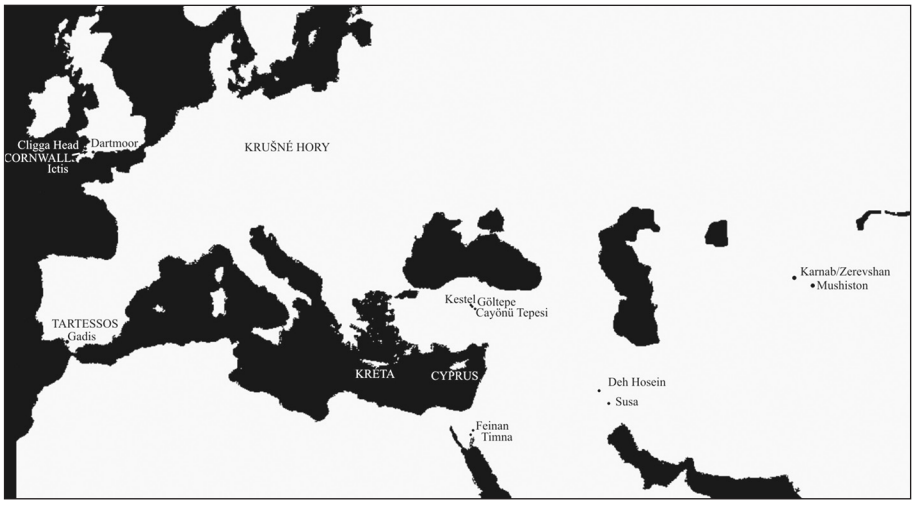
Bronz umožňoval rozvoj obchodu a expanziu civilizácií a získavanie medených a cínových rúd viedlo k rozvoju baníctva. Na ochranu nálezísk kovov bolo treba postaviť armádu, na rozvoj obchodu vybudovať loďstvo, a tak produkciu bronzových artefaktov mohli zabezpečiť len rozvinuté remeselné centrá.

Rudné zdroje bronzu

Najstaršie nálezy bronzu v západnej Ázii sú známe z Mezopotámie z lokality Tepe Gawara, Ur a Tell Judeidah, z jz. Iránu (Susa) a zo západnej časti centrálneho Iránu (Kaleh Nissar) z konca 4. a začiatku 3. tisícročia pred Kr. (Cleuziou a Berthoud, 1982; Moorey, 1982; Stech a Pigott, 1986). V polovici 3. tisícročia sa už bronz značne rozšíril od Perského zálivu po egejskú oblasť (Pernicka et al., 1984; Stech a Pigot, 1986; Weeks, 1999; Fleming et al., 2005). Žiadna z týchto oblastí nemá potrebné rudné zdroje, a preto ho starovekí producenti bronzu museli dovážať z okolitých regiónov.

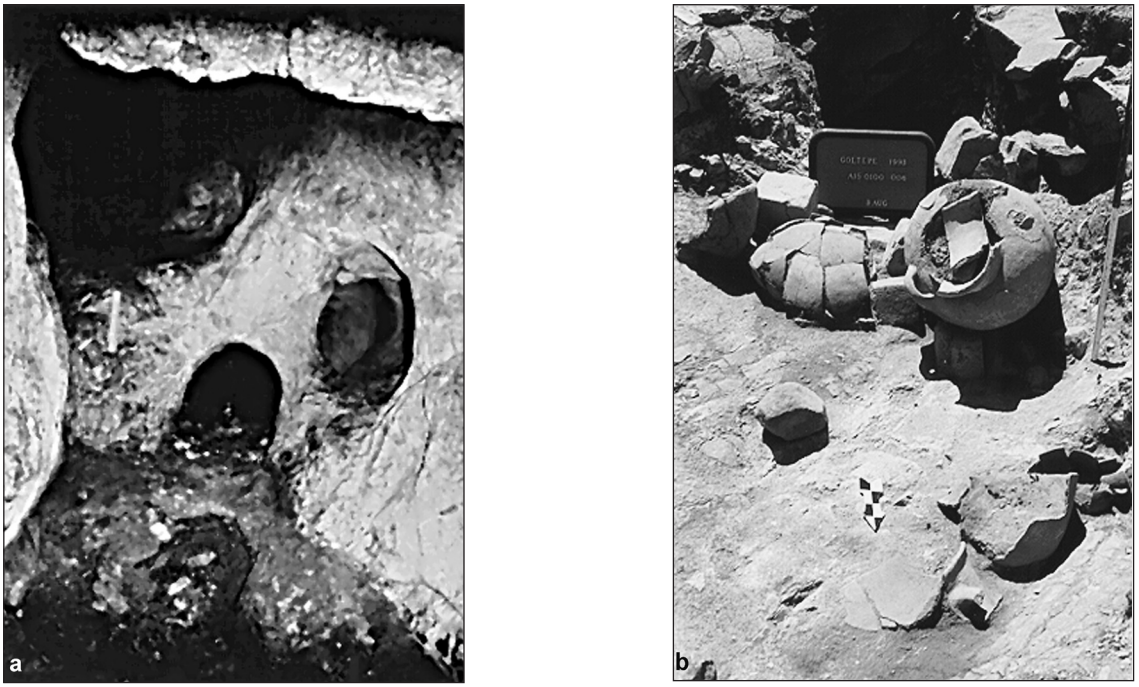
Medzi dôležité otázky bronzovej doby patrí pôvod cínu. Staré mezopotámske texty veľa ráz opakujú, že sa surovina dovážala z V aj z J, ale na Iránskej planine nijaké ložiská cínu neboli známe, a tak historici uvažovali o jeho možnom dovoze zo vzdialených Britských ostrovov. Až nedávno geológovia v spolupráci s archeológmi objavili v centrálnej časti pohoria Taurus blízko mesta Kestel staroveké cínové bane (obr. 3) s vyše štyridsiatimi šachtami (obr. 4a), v ktorých sa v rokoch 3290–1840 pred Kr. ťažil kasiterit (Yener in Wilford, 1994). Objem podzemných priestorov týchto banských diel je približne 4600 m^3.

Kasiteritová skarnová mineralizácia vystupuje v mramorizovanom vápenci v nadloží kremitých bridlíc a je geneticky spätá s granitovou intrúziou. Zrudnenie je väčšinou impregnačné, ale lokálne je mineralizovaná aj sieť jemných trhlín a metasedimentárne súvrstvie na niektorých



Obr. 3. Hlavné náleziská medi a cínu v Starom svete.

Fig. 3. The main occurrences of copper and tin in the Old World.



Obr. 4. Antická cínová baňa v Kesteli v Anatólii (Aslihan-Yener et al., 1997).

Fig. 4. Ancient tin mine in Kestel, Anatolia (Aslihan-Yener et al., 1997).

miestach prerážajú tenké kremenno-kalcitovo-hematitové žily s kasiteritovou mineralizáciou. V zrudnení možno rozlíšiť dve mineralizačné fázy – staršiu, bohatú na kasiterit, a mladšiu, hematitovú, s nízkym obsahom cínu (Willies, 1992). Kasiteritové kryštály sú veľké od 10 do 200 μm, drobné priehľadné a bezfarebné a väčšie zrná oranžovočervené (Laughlin a Todd, 2000). Hematit sa vyskytuje v troch modifikáciách – ako spekularit, sivý hematit a červený zemitý oker. Obsah cínu v rude kolísal od 25 ppm (Hal a Steadman, 1991) do viac ako 2 % (Willies, 1990). Baníci pracovali kamennými nástrojmi (na lokalite sa našlo vyše 50 tisíc kusov pracovných nástrojov a keramiky) a pri lámaní horniny si pomáhali aj ohňom. Na prácu sa hojne využívali aj deti (v banských dielach sa našlo viac detských kostrových ostatkov). Williesov (l. c.) odhad, že sa tam vyťažilo 12 075 t rudy s priemerným obsahom 1 % Sn, považujú iní autori (deJesus, 1980; Aslihan-Yener, 1994a, b, 1997; Gale et al., 1985) za nerealistický a predpokladajú, že za tisícročnej banskej aktivity sa vyťažilo asi 5 tisíc t rudy, z ktorej sa v blízkom Göltepe (obr. 3, 4b) získalo 115–200 t cínu s prímesou olova a striebra, ako aj menšie množstvo zlata a hematitového pigmentu.

Pokiaľ kasiterit tvoril impregnácie v spekularite, starovekí baníci a metalurgovia ho získavali sofistikovanou technologickou úpravou. Rudu pražili pri teplote 700–850 °C, čím dosiahli zmenu šupinkovitého sivočerveného spekularitu na tvrdší čierny magnetit, ten potom rozdrvili a vo vodnom prostredí z neho šlichovaním získali kasiterit (Laughlin a Todd, 2000).

Okolo roku 2350 pred Kr. dobyl Sargon I. mestské štáty Sumeru, ovládol južnú Mezopotámiu a vytvoril Akkadskú ríšu (2340–2195) a tá expandovala až po Stredomorie a obsadila aj Anatóliu (Bartík, 1994). Zachovali sa údaje o tom, že jediná oslia karavána doviezla z Anatólie do Assuru 12 t cínu, množstvo dostatočné na výrobu 125 t bronzu, ktorý stačil na vyzbrojenie veľkej armády. Archeológovia odhadujú, že sa ročne v oblasti Göltepe vyťažila v priemere viac ako t cínu, čo umožnilo vyrobiť 10 t bronzu. Ťažiari predávali cín za striebro a zlato. Göltepe sa zmenil na bohaté mesto, ale politická a vojenská moc bola sústredená inde.

Vláda Sargonovej dynastie sa zrútila v občianskej vojne okolo roku 2150 a mocenské vákuum zaplnila silnejúca Starobabylonská ríša, ktorej zakladateľom bol Chammurapi (1792–1750). Po páde Babylonu sa nad Mezopotámiou rozprestrela vláda prvej skutočnej starovekej veľmoci Blízkeho východu – Asýrie (Hroch, 1977).

Zdá sa, že staroveký Blízky východ nezásobovali len anatólske ložiská. Tie nemohli pokryť celú spotrebu cínu a ložiská v Cornwalle a v Krušných horách (obr. 3) boli pre obyvateľov blízkovýchodného regiónu nedostupné. Niektorí archeológovia veria, že časť cínu v staroveku mohla pochádzať aj z baní na Kaukaze (Levine a Bond, 1994).

Nedávno boli v Iráne objavené staré cínové bane v Deh Hoseine (Momenzadeh et al., 2005) a niekoľko bronzových artefaktov luristanského štýlu (Overlaet, 2004) datovaných do obdobia 1300–1250 až 650 pred Kr. Ložisko Deh Hosein (obr. 3) leží 45 km na JZ od mesta Arak vo východnej časti centrálneho horského masívu Zagros, ktorý tvorí sv. hranicu Luristanu. Pozostatky starovekej ťažobnej aktivity zaberajú plochu 4,4 x 6 km. Baňami boli veľké elipsovité jamy (obr. 5), pingy veľké od 70 do 50 m, hlboké okolo 15 m a tvorili dva rady dlhé 500 m sledujúce mineralizovanú štruktúru. Na lokalite sa našlo aj niekoľko granitových kamenných mlatov a mlatov zo silicifikovaného fylitu. Bane boli v činnosti v období 1775–1522 pred Kr. (Nezafati et al., 2006).

Ložisko Deh Hosein je situované v metasedimentárnych horninách jurského veku, do ktorých intrudoval astanežský granitoidný komplex. Hydrotermálna mineralizácia vystupuje v kremenných a kremenno-sulfidických žilách a vo forme impregnácií v metamorfovanom pieskovci, fylite a v škvrnitých bridliciach prerážaných kremennými žilami. Nezafati et al. (2005) opísali z ložiska 30 rudných minerálov, ale ich paragenetické vzťahy nie sú doriešené (Nezafati et al., 2006). Najhojnejší je arzenopyrit s neviditeľným zlatom (obsah Au do 1900 ppm, Bi 1, Sb 1,61 a Se 0,5 %), o čosi menej hojný je chalkopyrit, pyrit, pyrotit, kasiterit, zriedkavejšie aj markazit, löllingit, ferberit, sfalerit, meď, bizmut, viaceré Bi oxidy, limonit, goethit, malachit, kuprit, bornit, covellit, Cu sulfidy, galenit a viac ďalších minerálov (l. c.).

Zdá sa, že Deh Hosein patril medzi najdôležitejšie ložiská starého sveta v 2. tisícročí pred Kr., odkiaľ čerpali cín civilizácie Mezopotámie a azda aj Západu. Na potvrdenie tohto predpokladu sa analyzovali stopové prvky a Pb izotopy (obr. 6) z rúd z Deh Hoseinu a z početných bronzových artefaktov z oblasti južného Perského zálivu a Egejského mora.

Využívanie izotopov Pb na potvrdenie pôvodu rudných zdrojov pri výrobe bronzu sa v súčasnosti považuje za jednu z možných výskumných metód, ale aplikácia tohto postupu je v istých prípadoch dosť diskutabilná. Výhodou je, že izotopové zloženie Pb z jednej rudnej mineralizácie býva viac-menej konštantné a pri metalurgickom spracúvaní sa nijako nemení (Hezarkhani a Pernicka, 2000). Pokiaľ sa pri výrobe bronzu používa rudná surovina z viacerých ložísk, mení sa izotopový pomer Pb (l. c.), a preto je takéto štúdium využiteľné skôr na vylúčenie niektorého zdroja ako na jeho jednoznačné potvrdenie.

Nezafati (l. c.) uvádza, že ruda z Deh Hoseinu má úzky rozptyl variácie izotopových pomerov Pb bez ohľadu na to, či olovo pochádza z Cu minerálov, galenitu, arzenopyritu alebo zo Sn minerálov. Kov študovaných artefaktov z 1. a 2. tisícročia pred Kr. pochádzajúcich z oblasti Luristanu, z južnej oblasti okolia Perzského zálivu, zo západného Turecka a Mezopotámie má porovnateľné izotopové zloženie Pb a porovnateľný obsah stopových prvkov ako rudné minerály z ložiska Deh Hosein, čo naznačuje totožný zdroj, čiže predpoklad, že boli zhotovené z rúd vyťažených na ložisku Deh Hosein (Weeks, 2004). V súčasnosti je ložisko Deh Hosein jediným známym ložiskom cínu v blízkosti Mezopotámie.

Ďalším regiónom s výskytom medi, malachitu a azuritu v asociácii s rudami zlata a cínu bol v jv. Uzbekistane, Tadžikistane a v Afganistane a odtiaľ sa tieto suroviny vyvážali na J do Mezopotámie (Litvinskij, 1950; Parzinger a Boroffka, 2001).

V údolí rieky Zeravšan v Uzbekistane (obr. 3) narazili archeológovia pri osade Karnab na asi 20 starovekých cínových baní (l. c.). Najlepšie preskúmaná štôlňa je dlhá 35 m a leží v kontaktnej zóne granitovej intrúzie a vápencových útvarov devónskeho veku starých 415–355 mil. rokov (Marshukova et al., 1985). Žily majú smer V–Z. Ťažil sa tam hlavne kasiterit. Obsah cínu v rude neprekračoval 2 % (Cerny, 1995). V rokoch 1600 až 800 pred Kr. mohla ruda dať asi t cínu.

Ďalšia exploatovaná lokalita bola v Mušistone v Tadžikistane, asi 150 km na V od Samarkandu a na J od Zeravšanu. Nachádza sa vo výške 3000 m nad morom (Cerny, 1995). Mušistonské bane boli činné asi od roku 2400 do roku 800 pred Kr. Pracovali v nich príslušníci andronovskej kultúry a ťažili ľahko rozpoznateľnú olivovozelenú rudu. Žily s rudou vystupujú vo vápencových vrstvách a bridliciach devónskeho veku. V oxidačnej zóne sa okrem primárneho stanínu vyskytoval aj malachit, azurit, kasiterit a dva zriedkavé hydroxidy medi – varlamofit – $(Sn, Fe)(O, OH)_2$ a mušistonit – $(Cu, Zn, Fe)Sn(OH)_6$. Baníci nedokázali rudninu spracovať na mieste (vedeli spracúvať len meď, ale nie vyrábať bronz), len ju drvili a exportovali na J do Mezopotámie (l. c.).

Významným zdrojom medi starovekého Blízkeho východu bolo okolie Feinanu v Levante. Bane vo Feinane a v blízkom Wadi Amram tvorila sústava až 55 m dlhých štôlní. Ale známejšie sú bane na Sinajskom polostrove v údolí Timna (obr. 3) blízko zálivu Eilát (obr. 7), odkiaľ je opísaných asi 300 výskytov cínovej mineralizácie a ďalších 400 výskytov na Sinajskom polostrove. V metalurgických peciach sa kúrilo drevom akácií. Takéto pece sa zachovali už z 5. tisícročia pred Kr., ale aj z rokov 1180–1350 pred Kr. Technológia tavenia sa postupne zdokonaľovala, a tak umožňovala priebežne zachytávať z pecí vytekajúcu trosku bez toho, aby sa prerušilo tavenie rudy a na dne pece potom zostával medený ingot nepravidelného tvaru. Toto zlepšenie šetrilo vzácne palivo. Pokles a zastavenie ťažby súviseli s vyrúbaním akáciových lesov a s nedostatkom dreva potrebného na tavenie rúd (Willies, 1991).

Sú záznamy o tom, že starí Egypťania ťažili meď a tyrkys na Sinaji už v období 5. a 6. dynastie, za vlády Dždekareho (2414–2375 pred Kr.), Pepiho I. (2321–2287 pred Kr.) a Pepiho II. (2278–2184 pred Kr.). Prvé nálezy bronzu v Egypte sú už z obdobia 3000 pred Kr., no až do roku 2000 pred Kr. išlo výlučne o arzénový bronz. Používanie cínového bronzu sa v údolí Nílu rozšírilo až za 18. dynastie (1550–1295 pred Kr.; Shaw, 2000). Rozvoju metalurgie bránilo to, že Egypt nemal lesy, a preto mu chýbalo na spracúvanie rúd drevo. Už okolo roku 3000 pred Kr. musel dovážať z Byblosu cédre na stavbu lodí, chrámov i nábytku. Bronz bol v staroveku veľmi drahý, a preto sa staré artefakty recyklovali.

Obr. 5. Pozostatky starovekých dobývok v Deh Hosein (Nezafati et al., 2005).

Fig. 5. Remnants of ancient mining activities in Deh Hosein (Nezafati et al., 2005).

V rokoch 1300 až 1100 pred Kr. sa Egypťania zmocnili baní v Timne. Meď odvážali do Egypta v podobe malachitového prášku a tam z nej vyrábali sekerky, čepele a náramky. Takéto predmety z Timny z rokov 4000–3200 pred Kr. sa našli napríklad pri vykopávkach v Maádí (Midant a Reyes in Shaw, 2000). Malachitový prášok sa hojne využíval aj ako kozmetický prípravok na očný tieň a zvýrazňovanie očných línií. Spomienkou na banícku činnosť v tejto oblasti je aj chrám bohyne Hathor (*Panej tyrkysu*) v Serábet el-Chádin uprostred údolia Timna, ktorý dal postaviť Setchi I. (1318–1304 pred Kr.; Siliotti, 1994).

Timna nebola jediným zdojom medi Egyptskej ríše. Domáce zdroje neťažili, ale dovážali ju aj z Cypru, kde boli veľké náleziská medenej rudy. Zachovalo sa 40 antických háld obsahujúcich viac ako 4 milióny t trosky (Meyers, 1997). Cyperských Mykéncov okolo roku 1300 pred Kr. ovládli Achájci. Aj obyvatelia Tróje, rovnako ako ich mykénski premožitelia, používali bronzové nástroje a zbroj. Homérovi hrdinovia (okolo roku 1100 pred Kr.) bojovali *„cyperským bronzom“.* Okolo roku 1470 platil Cyprus Tutmosovi III. tribút 108 ingotov medi, z ktorých každý vážil 30 kg (Bass, 1987). Baníctvo medi sa na Cypre skončilo pre nedostatok dreva okolo roku 300 po Kr. Podľa objemu zachovaných antických háld možno predpokladať, že sa tu vyťažilo 200 tisíc t medi (Pernicka et al., 1984). Ďalšou lokalitou, odkiaľ Egypťania dovážali meď, bola južná časť Pyrenejského polostrova a *„africký roh”* (neskôr Britské Somálsko).

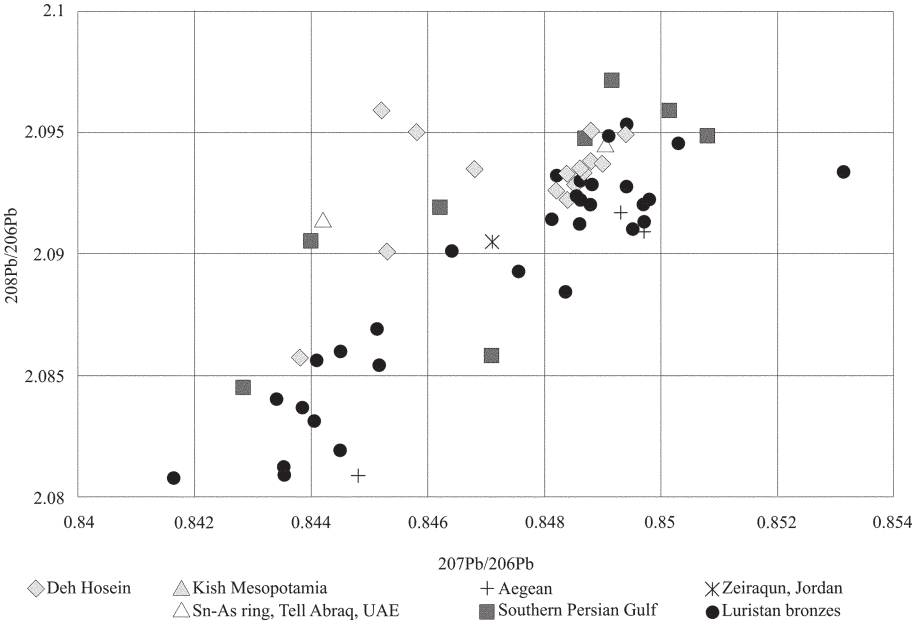
V Grécku, a predovšetkým na Kréte ranominójska kultúra vybudovala rozsiahlu obchodnú sieť, ktorá zabezpečovala export bronzových výrobkov (obr. 8). Neskôr viaceré klientské štáty minójskej kultúry stratili pri morových epidémiách veľkú časť populácie a obchod upadol. Niektorí odborníci predpokladali, že koniec obchodu s bronzom spôsobilo vyrúbanie cyperských lesov, ale zistilo sa, že aj v neskorej bronzovej dobe sa tu hojne pálilo drevené uhlie, takže ostrov zaiste nemohol trpieť nedostatkom dreva potrebného na metalurgiu. Iná teória hovorí, že obchodnú sieť s bronzom zničil rastúci význam železa.

Železo sa začalo vyrábať okolo roku 1400 pred Kr. Prvé strediská spracúvania železnej rudy sú známe z Malej Ázie. Používanie železa sa rýchlo šírilo hlavne po roku 1200 pred Kr. Za začiatok železnej doby v Grécku sa pokladá obdobie okolo roku 1100 pred Kr., ale bronz naďalej mal významnú úlohu a „dejiny bronzu“ neskorej bronzovej doby patria medzi najskvelejšie kapitoly jej civilizačných zásluh. Ďalší predpoklad dáva zánik minójskej civilizácie do súvislosti s výbuchom sopky Théry, vzdialenej od Kréty sotva 40 km. Predpokladá, že silné vlnobitie zničilo mestá na pobreží Kréty alebo aspoň minójske loďstvo v prístavoch a to potom podľahlo mykénskemu námorníctvu, takže kolónia si podmanila pôvodného kolonizátora. Nemožno vylúčiť ani vážne politické a obchodné chyby Minójčanov (Meyers, 1997).

Geochemický výskum (izotopová analýza Pb) niektorých stredomorských bronzových artefaktov z obdobia okolo roku 1750 pred Kr. indikuje, že už v tom období časť cínu používaného pri výrobe bronzu pochádzala z Británie (l. c.).

Mojžiš (Biblia, 31, 8 21–23) okolo roku 1500 pred Kr. spomína šesť kovov a jedným z nich je cín: *„Kňaz Eleazar hovoril bojovníkom, ktorí sa zúčastnili na vojnovej výprave: To je zákonný predpis, ktorý dal Pán Mojžišovi: Zlato, striebro, meď, železo, olovo a cín, všetko, čo odoláva ohňu, musíte prečistiť v ohni.“* Ďalšia zmienka o cíne je u Izaiáša (1, 25). Autor v nej použil metaforu súvisiacu so spracúvaním cínu: *„Obrátim na teba svoju ruku, vyčistím sťa lúhom tvoju trosku a odstránim všetko tvoje olovo.“* Izraeliti cín predtým, ako ho objavili v Palestíne, kupovali v Tyre, kam ho dovážali fenickí námorníci z Tartessossu (obr. 3). Ezechiel (27, 12) píše: *„Taršiš bol tvojím kupcom pre množstvo rôzneho bohatstva, dodávali tvoj tovar za striebro, železo, cín a olovo.“* Kráľ Šalamún získaval meď v púšti na J blízko Eilátu (bane po tisícročiach nedávno znovu otvoril moderný izraelský štát).

V neskorej bronzovej dobe okolo roku 1000 sa najdôležitejšími výrobcami a obchodníkmi s bronzom v Stredomorí stali Feničania. Ovládli nielen obchod s bronzom, zlatom

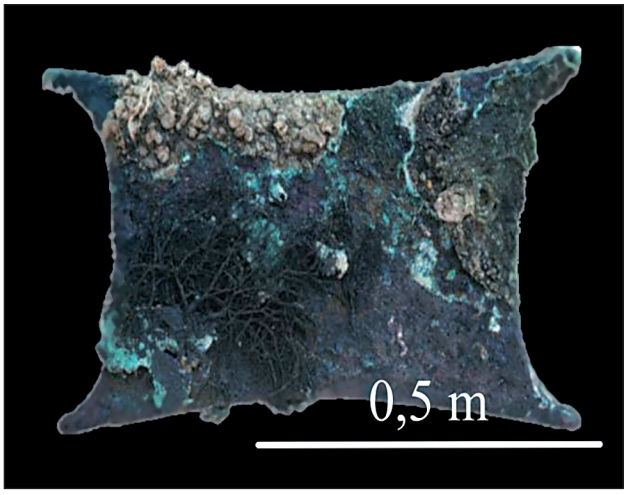


Obr. 6. $^{207}Pb/^{206}Pb$ vs. $^{208}Pb/^{206}Pb$ diagram vzoriek rúd z ložiska Deh Hosein v porovnaní k izotopovému zloženiu olova v bronzových artefaktoch z východného Stredomoria (Nezafati et al., 2006).

Fig. 6. $^{207}Pb/^{206}Pb$ vs. $^{208}Pb/^{206}Pb$ plot of ore samples from Deh Hosein in comparison with lead isotope composition from bronze artefacts from various localities from Eastern Mediterranean (Nezafati et al., 2006).

Obr. 7. Staroveké medené bane v Timne (Sinajský polostrov, foto Rick Dennis).

Fig. 7. Ancient copper mines in Timna (Sinai peninsula, photo Rick Dennis).



Obr. 8. Kréta – antický ingot medi (Pulak, 2002).

Fig. 8. Creta – Ancient copper ingot (Pulak, 2002).

a striebrom, ale aj s farebným sklom, drevom (hlavne cédrovým) a purpurom. Predávali aj alabastrové nádoby s voňavkami a slávny papyrus, ktorý vyrábali v Byblose. Súčasne začali intenzívne kolonizovať J Pyrenejského polostrova.

V tom čase sa na J Pyrenejského polostrova v Tarsessose asi v oblasti Rio Tinto ťažili meď a cín. Garcia Bellido (in Arteta et al., 1995) uvádza: *„Tarsessos nesie meno podľa rieky Baetis. Táto rieka priteká z keltského kraja... a pramení v striebornej hore. Jej prúd unáša nielen striebro a cín, ale aj hojnosť zlata a medi... Mesto Tartessos sa týči uprostred rieky medzi jej dvomi ramenami.“* Ide o biblický Taršiš? Nemožno to úplne jednoznačne rozhodnúť. Zachoval sa údaj o tom, že pri tavení rúd sa tam denne spotrebovalo až 260 t dreva. Bronzová doba v južnej časti Pyrenejského polostrova sa nazýva podľa lokality El Algar, ktorej najväčší rozmach spadá do obdobia rokov 1700 až 1200 pred Kr., ako *„algarická kultúra”* (Ruiz, 1993).

Cín sa tu v takzvanom *iberskom pyritovom pruhu* vzácne vyskytoval spolu s medenými rudami (masívnym chalkopyritom vulkanickosedimentárneho pôvodu). Tvoril kasiteritové šošovky, sústavy tenkých žiliek a noduly vo vulkanických horninách a v zónach telies tektonicky podrveného vápenca výrazne premenených horúcimi rudonosnými roztokmi a kontaktnou tepelnou metamorfózou na styku s granitovými telesami a greizenmi. Kasiterit lokálne sprevádzali aj iné (mladšie) cínové minerály: stanín – Cu_2FeSnS_4, kësterit – $Cu_2(Fe, Zn)SnS_4$, stanoidit – $Cu_5(Fe, Zn)_2SnS_8$ prípadne mawsonit – $CuFe_6Sn_2S$, ktoré vznikli ako výsledok lúhovania kasiteritu mladšími hydrotermálnymi roztokmi, ktoré vytvorili na báze ložiska veľké akumulácie medených (chalkopyritových) rúd. Pôvodné malé akumulácie cínu sa viac-menej vyťažili už v predhistorickej dobe, ale odhaduje sa, že len v mineralizovanej zóne okolo Neves-Corva a Tartessussu je stále zásoba asi 105 tisíc t cínu (Mateus et al., 1998; Gaspar a Pinto, 1993; Marcoux, 1998). Ako vek mineralizácie sa udáva famen, visén a vestfál (vrchný devón, spodný a vrchný karbón, cca 370–300 mil. rokov; Routhier et al., 1980). Zásoba sulfidických rúd sa tu odhaduje stále na 1700 miliónov t (Leistel et al., 1994).

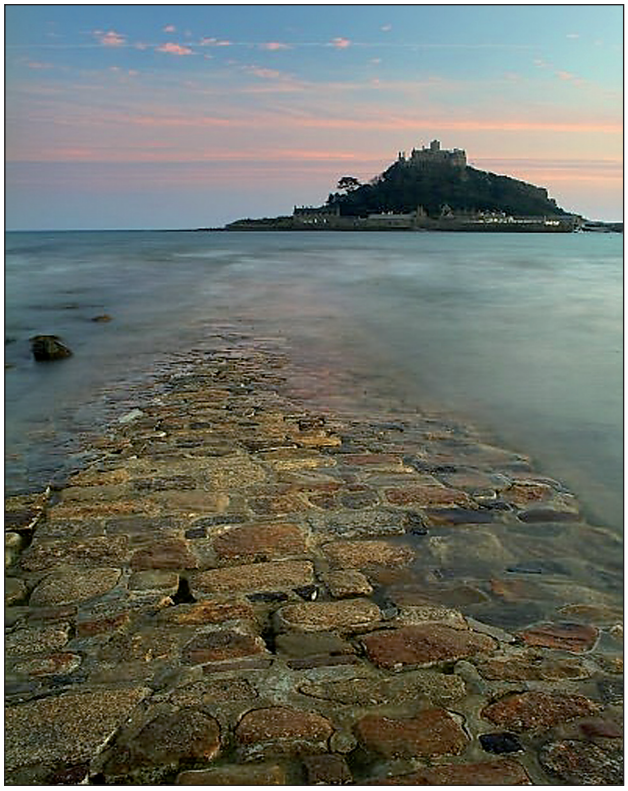
O obchod s tunajším cínom sa čulo zaujímali aj Feničania. O existencii fenického prístavu Carteia v Gibraltarskom zálive sú záznamy z roku 850 pred Kr. a o obchodnej základni v Tartessusse v ústí rieky Guadalquivir z roku 1500 pred Kr. (McKay a Buckler, 1988). Feničania tam sprvu obchodovali spolu s Grékmi a Izraelitmi (Pernicka et al., 1984).

Ako možný zdroj cínu v západnom Stredomorí nemožno vylúčiť ani cínové ložiská v severnej Lusitánii, v provincii Callaecia a Astúria (severné Portugalsko a Galícia), ale o využívaní v bronzovej dobe nie sú písomné ani archeologické nálezy.

Množstvo cínu a medi z týchto lokálnych zdrojov však zrejme nestačilo pokryť rastúcu spotrebu v Stredomorí. Asi väčší význam ako miestne bane mal pre Tartessanov obchod s cornwallským cínom. Aj Kartáginci sa o týchto ložiskách cínu pravdepodobne dozvedeli práve od obyvateľov Tartessosu (Arteta et al., 1995). Zdá sa, že Kartáginci niekedy okolo roku 500 pred Kr. Tartessanov zničili a obchodu s cínom sa zmocnili sami (Arteta et al., 1995). Aby ho mohli ďalej rozvíjať, založili prístav Gadis (dnešný Cádiz), kde už od roku 1100 pred Kr. žila nepočetná kolónia Feničanov (na prelome 6. a 5. stor. pred Kr. ležal Gadis na ostrove, ktorý je dnes spojený s pevninou).

Časť cínu v Stredomorí pochádzala z lokálnych zdrojov. Tak napríklad malé cínové bane z obdobia 2400–1400 pred Kr. sú známe z Mallorky, kým Etruskovia našli cín v toskánskych horách a železo na Elbe (obr. 3). Zhotovovali krásne bronzové predmety a konkurovali Feničanom a Grékom.

Kartáginci sa na svojich skvelých lodiach okolo roku 550 pred Kr. vydali preskúmať *Vonkajšie more* za *Malkatovými stĺpmi* (Gréci a Rimania ich neskôr nazvali Herkulove stĺpy; dnes Gibraltárska úžina). Z prístavu Gadis sa podľa Plínia vydal roku 450 pred Kr. kartáginský moreplavec Himilko do severného Atlantiku *„preskúmať najkrajnejšiu hranicu Európy.“* Himilkova cesta trvala štyri mesiace. Z Plíniových Dejín prírody (Inventorum natura) z roku 77 po Kr. a z Avieniovej básne Ora Maritoima z roku 300 po Kr. sa dozvedáme, že sa Himilko plavil na S pozdĺž iberských brehov a pobrežia Galie, až kým nedosiahol neobývané



Obr. 9. Na ostrov Ictis (Mont St. Michael), ktorý slúžil v staroveku ako sklad cínu, sa možno v čase odlivu dostať po suchej zemi.

Fig. 9. The isle Ictis (Mont St. Michael), where the tin deposit was in the Ancient times, can be visited using the road during the ebb tide.

brehy Bretónska (Bartík, 1994), a odtiaľ na súostrovie Scilly pri Cornwalle (obr. 3). Tieto ostrovy vtedy asi slúžili ako sklad cínu. Cornwallský cín sa vo forme ingotov prevážal na ostrov Ictis (dnes Mont St. Michael), na ktorý sa v čase odlivu dalo prejsť suchou nohou (obr. 9). Tam cín naložili na obchodné lode a dopravili do Stredomoria.

Cín z tunajších rozsypových ložísk v Cornwalle sa isto hojne využíval v miestnej metalurgii (aj o Británii platí, že najstarší bronz neobsahoval cín, ale prídavok arzénu), ale rozsah obchodu s cínom v tom období zostáva neznámy (Brooks, 1974).

Strabón (3, 175) v roku 7 pred Kr. uviedol, že na Cassiteridese (v Cornwalle) boli náleziská cínu a olova, s ktorými miestni obyvatelia obchodovali a ktoré predtým spravovali výlučne Feničania a s ním v Gadise obchodovali. Feničania dlho žiarlivo strážili tajomstvo zdrojov cínu. Povesť hovorí, že akýsi fenický kapitán radšej nabehol so svojou loďou na plytčinu, než aby umožnil rímskej lodi, ktorá ho sledovala, spoznať cieľ jeho plavby. Kartágo obetavému námorníkovi uhradilo cenu lode i strateného nákladu.

Diodorus Siculus (5, 21, 22) roku 68 napísal, že sa cín z Cornwallu vozil loďami cez Severné more do Bretónska a odtiaľ pokračoval do stredomorskej oblasti dvomi spôsobmi – 1. po mori cez Biskajský záliv popri rozoklanom skalnatom pobreží Galície na J do Cádizu a 2. po Seine cez Burgundský priesmyk k Saône a po Rhône cez Lyon, Vienne a Arles do Massilie (Marseille). Touto obchodnou cestou sa vozila aj soľ, rôzne kovy, sklo, jantár, šperky, potreby pre domácnosť i luxusný tovar. Cesta vnútrozemím Galie bola rýchlejšia a bezpečnejšia, ale bolo treba platiť mnohé colné poplatky keltským kmeňom, a tak zostala námorná doprava cínu do Cádizu konkurencieschopná. Kartágo disponovalo väčším počtom lodí ako Gréci a malo skúsenejších a obratnejších námorníkov, kým cesty po súši zase ovládli Gréci. Obchod s cínom v Marseille mali v rukách práve oni a s podporou Rimanov úspešne konkurovali Feničanom.

Rím neskôr ťažil meď a cín v celom Stredomorí. Dôležitým zdrojom rúd sa stal dočasne napríklad aj ostrov Aethaleia, t. j. Elba, avšak už v 1. stor. pred Kr. musel miestnu metalurgickú činnosť pre nedostatok dreva zastaviť a rudu voziť loďami na spracovanie do Populónie v Etrúrii (Aigner-Foresti a Siewert, 1998).

Iulius Caesar vpadol roku 57 pred Kr. do Galie a roku 54 pred Kr. podnikol inváziu na Britské ostrovy. Skutočná rímska vláda nad Britániou sa však začala až roku 43 pred Kr. za cisára Claudia. Rimania sa zmocnili Cornwallu, tým aj cínových ložísk a obchod s cínom dosiahol jeden zo svojich vrcholov. Cínové ingoty v tvare písmena H (obr. 11) sa do Stredomoria hojne dovážali po súši aj po mori a dopyt po cennom kove bol stále veľmi veľký (obr. 12).

Kasiteritové ložiská v Cornwalle sú produktom horúcich pneumatoliticko-hydrotermálnych mineralizačných procesov. Vyskytujú sa zväčša v najvyšších častiach granitoidných hornín (obr. 10) variského a postvariského veku (300–270 Ma), ktoré intrudovali do súvrstvia tvoreného devónskymi metamorfovanými sedimentmi (*killas*) a karbónskymi pieskovcami (*culm measures*). Granit vznikol z magmy bohatej na kremík a chudobnej na železo a horčík. Pri pomalom chladnutí sa vytvoril hrubozrnný granit s výrastlicami živca lokálne s kryštálmi dlhými až 20 cm (napríklad na lokalite Lands End). V metamorfnej aureole okolo granitoidných telies spôsobili fluidá a tie vytvorili v trhlinách chladnúcich telies ložiská cínovo-arzénovo-volfrámových rúd. V tesnej blízkosti granitov vznikli Pb-Zn, medené (chalkopyritové – $CuFeS_2$) a arzénové rudy (arzenopyritové žily smeru S–J). Kým volfrámové zrudnenie je prednostne blízko granitových intrúzií, kasiterit často vystupuje priamo v materskej intrúzii granitu premeneného na greizen. Kasiterit má vo vysokoteplotnej zóne prevahu nad stanínom a volframitom. Tvorí impregnácie v greizene, čím vznikajú mohutné rudné pne (*zwittery*), alebo sa vyskytujú v kremenných žilách hrubých 1–10 cm, dlhých okolo 100 m a tvorí v nich nepravidelné rudné hniezda nerovnakej veľkosti (Thorne, 1987). Až do stredoveku sa tu ťažilo viac cínu z rozsypov ako z baní. Posledná cínová baňa pri Camborne bola zatvorená roku 1997 (Denison, 1998). Medzi najznámejšie cínové ložiská v Cornwalle patril Mousehole, 3 km na J od Penzance, St. Agnes, 9 km na S od Redruthu (Kaličiak et al., 1983; Rapp, 2002) a Cligga Head, na S polostrova (obr. 10). Početné zrúcaniny cínových hút z 18. a 19. stor. lemujú cesty ešte aj dnes. Významnou cínovou baňou bolo aj ložisko Great Orme v severnom Wallese (Charoy, 1979).

V strednej Európe sa začala meď ťažiť okolo roku 2500 pred Kr. v Nemecku, v Krušných horách (obr. 3) a v Karpatoch. Od roku 2000 pred Kr. už poznala bronz celá Európa. Produkciu dobrej kvality poskytovali aj alpské, karpatské a české

bane. Najlepšie preštudovaná je produkcia bronzu v regióne Mitterberg v dnešnom Rakúsku, kde sa zachovali staroveké banské diela dlhé až 150 m (Görsdorf et al., 2004).

Na americkom kontinente boli najvýznamnejšie ložiská medi v Michigane blízko dnešných kanadských hraníc pri Hornom jazere, predovšetkým baňa na Isle Royal. Od roku 3000 do roku 2000 pred Kr. pracovalo v regióne asi 10 tisíc baníkov a podľa odhadov sa z tunajších ložísk vyťažilo približne 500 tisíc t medi (Coppens, 1999). Bola to najkvalitnejšia meď na svete. Baníci neboli otroci, ale slobodní ľudia. Zvyšky ich obydlí a akéhosi chrámu objavili archeológovia pod hladinou jazera v Astalane a v Rock Lake. V okolí sa našlo aj 70 pohrebných mohýl s urnami spopolnených tiel.

Okolo roku 1200 pred Kr. sa ťažba na 200 rokov prerušila. Banské práce sa obnovili okolo roku 100 pred Kr. a pokračovali do roku 1320 po Kr. Množstvo exploatovaného kovu v tomto období sa odhaduje na 2000 t. Bane na ostrove Isle Royal pokrývali plochu 60 x 8 km a banské diela dosahovali hĺbku 20 m. Technika ťažby bola rovnaká ako v Cornwalle. Baníci rozrušovali horninu ohňom, rozpálené skaly polievali studenou vodou a rozrušenú horninou a rudu potom dobývali kamennými mlatmi. V rokoch 1000–1400 pred Kr. sa vyťažená meď exportovaná do Mexika, kde ju kupovali Toltéči (Coppens, 1999), no nie je známe, ktorá civilizácia odoberala meď predtým. Geochemický výskum založený na štúdiu stopových prvkov naznačil, že aj mnohé artefakty objavené v hrobkách Inkov vzdialených tisícky kilometrov boli pravdepodobne vyrobené práve z medi od Veľkých jazier (Barry, 1999).

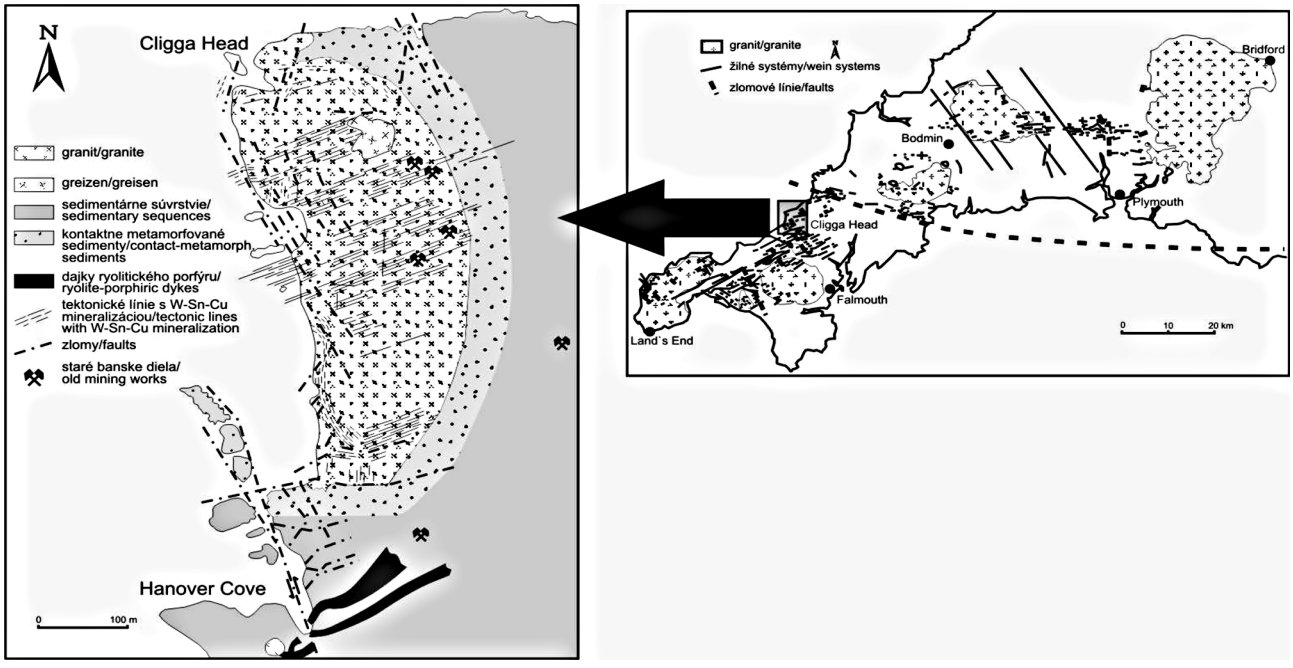
V Strednej Amerike sa cín vyskytuje hlavne v Mexiku v cínovej provincii Zacatecas (Hosler a Macfarlane, 1996). Inkovia v období svojej hegemónie v rokoch 1476 až 1532 cín využívali predovšetkým z bolívijských ložísk (Lechtmann, 1980).

Bronzová doba sa začala v Latinskej Amerike (v Andách) okolo roku 900 pred Kr., keď chavinskí umelci objavili technológiu výroby zliatiny medi a cínu. Z bronzu vyrábali sekery, nože a poľnohospodárske náradie, dekoratívne i náboženské ceremoniálne predmety. Tento vynález umožnil neskôr aj kultúram z Caracolu, Copánu, Yaxchilanu a Uxmalu širokú vojenskú expanziu a podrobenie okolitých kultúr (Ratnagar, 2001). Bronz používali aj Inkovia, no spracúvať železo sa nikdy nenaučili (Pernicka a Wagner, 2003).

V Japonsku je menej významná cínová mineralizácia na ostrove Honšu. Veľká časť cínu bezpochyby pochádzala z Číny. Prvý bronz sa tam objavil v provincii Kan-su okolo roku 3000 pred Kr. (Bagley, 1980) a neskôr sa jeho produkcia presunula aj na S Číny do kultúrneho okruhu Qijia. Ďalší rozvoj výroby sa zaznamenal za vlády dynastie Xia (2200–1760 pred Kr.) a v provincii Che-nan v období dynastie Shang (800–1122 pred Kr.). Z tejto provincie potom expandovala metalurgia olova, medi, cínu a bronzu do celej krajiny. Aj slávna terakotová armáda cisára Čchina z roku 220 pred Kr. vyzbrojená bronzovými zbraňami.

Bronzová metalurgia vysokej úrovne sa v Číne pravdepodobne vyvinula nezávisle od civilizácie v Stredomorí. Počiatky výroby bronzu sa kladú do obdobia približne 2100 pred Kr. (Erdberg, 1993). Bola sofistikovanejšia ako západná. Číňania do bronzu okrem cínu pridávali aj titán, horčík a kobalt, čím podstatne zvyšovali tvrdosť a penetračnú schopnosť kovu.

Mimoriadne veľké ložiská cínu sú známe aj z jv. Ázie, hlavne z Malajzie (Rapp, 2002). Cínové výskyty tvoria na polostrove viac ako tisíc km dlhý pruh rozsypových nálezísk.



Obr. 10. Cínová mineralizácia v oblasti Cornwallu s dôrazom na zrudnenie v pobrežnom pásme Cligga Head (spracované podľa Dunhama et al., 1978).

Fig. 10. Tin mineralization in the Cornwall with accent on the coastal Cligga Head area (after Dunham et al., 1978).

Diskusia

Arzénový bronz sa vyrábal priamym tavením medenej rudy s prírodnou prímesou As minerálov, a preto obsah arzénu (pomer Cu/As) mohli starovekí metalurgovia kontrolovať len veľmi ťažko až nijako (Key in Bar-Adon, 1980).

Kým v žiadnom starovekom texte z bronzovej doby sa nenašla zmienka o arzéne (akkadský výraz *annaku* označoval iba zmes bohatú na arzén používanú na výrobu artefaktov z arzénového bronzu), výraz pre cín mali už starovekí Sumeri, Chetiti, Egypťania aj Mykénci, ako aj ľudia ugarického kultúrneho okruhu (Eaton a McKerrell, 1977). Napriek tomu sa zo staršej doby zachovalo len mimoriadne málo cínových artefaktov a nijaké cínové ingoty. Niekoľko cínových ingotov je známych až z mladšej bronzovej doby zo západomediteránnej oblasti, a najmä z Cornwallu (obr. 3). V Škandinávii sa našlo aj niekoľko cínových ingotov krúžkového tvaru s prímesou až 4 % Pb (Oldberg, 1942–1943). Cín sa v egejskej oblasti okolo roku 1400 pred Kr. využíval aj na povrchovú úpravu terakotových váz, aby získali striebristý vzhľad. Podobná technológia sa ujala aj v Iráne a neskôr v železnej dobe v Itálii (Muhly, 1985).

Neexistencia cínových ingotov a výrobkov z cínu zo staršej bronzovej doby viedla Muhlyho (l. c.) k predpokladu, že sa cín v tomto archaickom období pri výrobe bronzu nepoužíval, ale pravdepodobne vyrábal priamym pridávaním kasiteritu do taveniny medi. Pri takomto postupe sa nejaký presnejší pomer medi a cínu nedal zachovať (Muhly, l. c.).

Záver

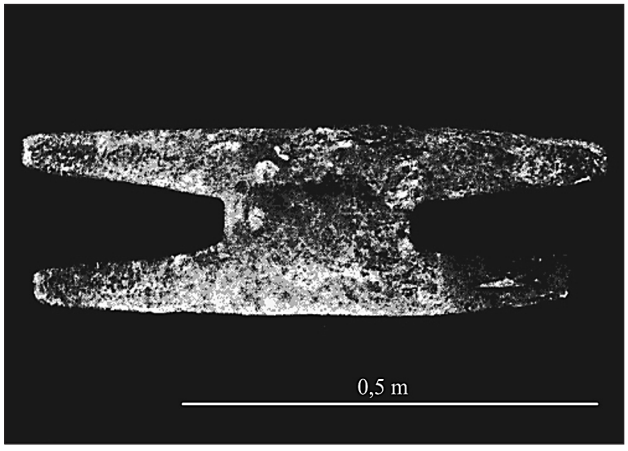
Najstaršie nálezy arzénového bronzu pochádzajú z obdobia okolo roku 4000 pred Kr., kým prvé artefakty z klasického cínového bronzu začali staroveké civilizácie (Sumeri) vyrábať až o tisícročie neskôr (okolo roku 3000 pred Kr.). Najdôležitejšie centrá civilizácie bronzovej doby sú známe z Blízkeho východu (Mezopotámie a Anatólie) a z Číny. Neskôr sa výroba bronzu rozšírila aj do celého Stredomoria, do Strednej Ázie (Uzbekistanu, Tadžikistanu a Afganistanu) a do Cornwallu. Už v staroveku dokázali bronz vyrábať aj v Japonsku a neskôr technológiu bronzovej metalurgie objavili aj civilizácie v Strednej a Južnej Amerike.

Rozlúštiť pôvod cínu bronzovej doby je veľmi ťažké, pretože klasické geochemické metódy zlyhávajú. Keďže väčšinu cínu a medi možno dnes študovať len v podobe komplexných bronzových zliatin, výskum mikrochemických charakteristických prímesí nemusí viesť k želanému výsledku.

Istou pomocou môže byť izotopové štúdium olova a síry (Aslihan-Yener, 1991). Nejednoznačnosť interpretácie výsledkov vyplýva najmä z toho, že veľká časť bronzových artefaktov bola vyrobená (alebo mohla byť vyrobená) z rudného materiálu pochádzajúceho z viacerých zdrojov, ako aj viacnásobná recyklácia bronzu. Napriek týmto ťažkostiam môže izotopové štúdium naznačiť možný zdroj medi a cínu alebo aspoň vylúčiť niektoré zdroje. Úspešnosť týchto postupov v rozhodujúcejšej miere preverí až budúcnosť.

Zaujímavou črtou bronzovej doby je, že sa rozvíjala vo viacerých geograficky značne vzdialených oblastiach v pomerne úzkom 500-ročnom časovom rozpätí. Takéto bezmála „synchrónne" zvládnutie ťažkostí súvisiacich s prospekciou ložísk potrebných na zabezpečenie surovinovej základne (predovšetkým vyhľadávanie pomerne nepočetných ložísk cínu), používanie viac-menej ekvivalentných banských technológií a zvládnutie zložitého metalurgického postupu spracovania rúd a výroby bronzu viedli Coppensa (1999) k vyjadreniu predpokladu, že kontakty medzi svetovými kultúrnymi strediskami tej doby mohli byť oveľa intenzívnejšie, ako si v súčasnosti vieme predstaviť, a že azda jestvoval aj celosvetový obchod s cínom.

Poďakovanie. Štúdia vznikla ako súčasť grantovej úlohy APVV-51-015605 a APVV-20-019905. Za cenné pripomienky ďakujem prof. Martinovi Chovanovi a za technické práce pani Henriete Paľovej.



Obr. 11. Ingot antického cornwallského cínu v tvare písmena H ťažký 72,5 kg nájdený v roku 1823 v prístave Falmouth (Rickard, 1932).

Fig. 11. H-type tin Ancient ingot from Cornwall (weight 160 pounds) found in 1823 in Falmouth port (Rickard, 1932).

Obr. 12. Antická bronzová brána z Lateránskej baziliky, pôvodne z budovy rímskej kúrie.

Fig. 12. Ancient bronze doors of the Curia Julia, now in the St. John Lateran.

Literatúra

Aigner-Foresti, L. & Siewert, P., 1998: Entstehung von Staat und Stadt bei den Etruskern. Probleme und Möglichkeiten der Erforschung früher Gemeinschaften in Etrurien im Vergleich zu anderen mittelmeerischen Kulturen. XIII. Städtische Organisation. *Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften Austrian Academy of Sciences Press, Wien, 229–239.*

Arteta, A. U., Campistol, J. R., Zamora, J. M. J. & Serrano, C. S., 1995: Dějiny Španělska. *Praha, Lidové noviny, 911.*

Aslihan-Yener, K., Sayre, Z. A. E. V., Joel, E., Ozbal, H., Barnes, I. L. & Brill, R. H., 1991: Stable lead isotope studies of Central Taurus ore sources and related artifacts from Eastern Mediterranean Chalcolithic and Bronze Age sites. *Journal of Archaeological Science, 18, 541–577.*

Aslihan-Yener, K., 1994a: Bronze Age source of tin discovered. *The University of Chicago Chronicle, 13, 9, 45–57.*

Aslihan-Yener, E. V., 1994b: An early Bronze Age tin production site at Göltepe, Turkey. *The Oriental Institute News and Notes, University of Chicago, 140, 148–156.*

Aslihan-Yener, K., Ozbal, H., Earl, B. & Adriaens, A., 1997: The analyses of metalliferous residues, crucible fragments, experimental smelts and ores from Kestel tin mine and the tin processing site of Göltepe. *In: P. Craddock (ed.): Proceedings of the Conference of Ancient Mininid and metallurgy. British Museum, 214–222.*

Bagley, R. W., 1980: Masterworks of China´s Bronze Age begin a tour of the U. S. *Smithsonian, 11, 1, 62–71.*

Bar-Adon, P., 1980: The cave of the treasure. The finds from the caves in Nahal Mishmar. *Judean Desert Studies. Jerusalem, Israel Exploration Society, 423.*

Barry, P. C., 1999: Canku Ota. *A Newsletter Celebrating Native America, 12, 42.*

Bartík, J., 1994: Doba bronzová na Slovensku. *Pamiatky a múzeá, 4, 9.*

Bass, G. F., 1987: Oldest known shipwreck reveals splendors of the Bronze Age. *National Geographic, 12, 692–733.*

Brooks, R. T., 1974: The excavation of the Rumps Cliff Castle, St. Minver. *Cornwall in Cornish Archaeology, C. & Berry E., St. Just Town, 13, 5–50.*

Cerny, J. M. A., 1995: Die Gruben von Muschiston in Tadschikistan – Stand die Wiege der Zinnbronze in Mittelasien? *Der Anschnitt, 47, H 1–2, 68–69.*

Cleuziou, S. & Berthoud, T., 1982: Early tin in the Near East: A reassessment in the light of new evidence from western Afganistan. *Expedition, 25, 14–19.*

Coppens, P., 1999: Copper: A world trade in 3000 B. C.? *Frontier Magazine, 5, 5, 14–15.*

Cowen, R. & Thomas, K., 2003: Fire and metals: Copper. *History of Life. Univ. Of California News. Devis, 248.*

DeJesus, P. S., 1980: The development of Prehistoric mining and metallurgy in Anatolia. Oxford, 342.

Denison, S., 1998: The mine closure marks the end of more than an era. *British Archaeology, 33, 4.*

Dunham, K., Beer, K. E., Ellis, R. A., Gallagher, M. J., Nutt, M. J. C. & Webb, B. C., 1978: United Kingdom. *In: S. H. U. Bowie, A. Kvalheim and H. W. Haslam (eds.): Mineral Deposits of Europe, Vol. 1: Northwest Europe, Institution of Mining & Metallurgy, Mineralogical Soc., London, 263–317.*

Earl, B., 1994: Tin from the Bronze Age smelting viewpoint. *Journal of Hist. Metal. Soc., 28, 2 117–120.*

Eaton, E. R. & McKerrell, H., 1976: Near Eastern alloying and some textural evidence for the early use of arsenical copper. *World Archaeology, 8, 169–191.*

Erdberg, E., 1993: Ancient Chinese bronzes. *Siebenbad Verlag, 20.*

Fleming, S. J., Pigott, V. C., Swann, C. P. & Nash, S. K., 2005: Bronze in Luristan. *Iranica Antiqua, 40, 35–64.*

Gale, N. H., Stos-Gale, Z. A. & Gilmore, G. R., 1985: Alloy types and copper sources of Anatolian copper alloy artifacts. *Anatolian Studies, 35, 143–173.*

Gaspar, O. & Pinto, A., 1993: Neves-Corvo a Kuroko type deposit in the Iberian Pyrite Belt. *Proc. 29th Int. Ged. Congr. Kyoto, Res. Geol. Spec. Issue 17, 249–262.*

Görsdorf, J., Marková, K. & Furmánek, V., 2004: Some new 14C data to Bronze Age in the Slovakia. *Geochronometria – Journal on Methods and Applications of Absolute Chronology, 23, 79–91.*

Hall, M. E. & Steadman, S., 1991: Anatolia and Tin: Another look. *J. of Mediterranean Archaeology, 4, 1, 112–123.*

Hosler, D. & Macfarlane, A., 1996: Copper sources, metal production and metals trade in the late Postclassic Mesoamerica. *Science, 273, 5383, 1819–1824.*

Hroch, M., 1977: Evropa – historické události. *Smena, 323.*

Charoy, B., 1979: Greisenisation, mineralisation et fluides associes a Cligga Head, Cornwall (sud-ouest de l'Angleterre). *Bulletin mineralogie, 102, 633–641.*

Childe, V. G., 1962: L´Europe préhistorique: Les premières sociétés européennes Payot, 1962, 186.

Irving, R. D., 1882: Minerals of Wisconsin. II. *Geol. of Wisconsin Survey of 1873–1879. 1, 309–339.*

Kaličiak, M., Gabriel, M. & Tomas, J., 1983: Žilníkové ložisko volfrámu Hamerdon v juhozápadnom Anglicku. *Mineralia Slov., 15, 5, 471–447.*

Laughlin, G. J. & Todd, J. A., 2000: Evidence for Early Bronze Age tin ore processing. *Materials Characterization, 45, 4, 269–273.*

Lechtmann, H., 1980: The central Andes metallurgy without iron. *In: T. Wertime & J. Muhly (ed.): The coming of the age of iron. Yale University Press, New Haven, 269–334.*

Lechtmann, H. & Klein, S., 1999: The production of copper-arsenic aloys (arsenic bronze) by cosmelting: modern experiment, ancient practice. *J. Archaeol. Sci., 26, 497–526.*

Leistel, J. M., Bonijoly, D., Braux, C., Freyssinet, P., Garcia Palomero, F., Kosakevitsch, A., Leca, X., Lescuyer, J. L., Marcoux, E., Milési, J. P., Piantone, P., Sobol, F., Tegyey, M., Théblemont, D. & Viallefond, I., 1994: Geological setting and distribution of the massive sulphide deposits of the South Iberian Pyrite Province. *Doc. BRGM, 234–236.*

Levine, R. M. & Bond, A. R., 1994: The reserves and production in the Russian Federation. *Int. Geol. Rev., 36, 301–310.*

Litvinskij, B. A., 1950: K istorii dobytschi olova v Uzbekistane. *Trudy Sredneaziatskogo Gosudarstvennogo Universiteta (Archeologija srednej Azii) N. S., 51–67.*

Marcoux, E., 1998: Lead isotope systematics of the giant massive sulphide deposits in the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita, 33, 45–58.*

Marshukova, N. K., Pavlovskii, A. B. & Sidorenko, G. A., 1985: Mushistonite (Cu, Zn, Fe)$Sn(OH)_6$ – a new tin mineral. *Amer. Mineralogist, 70, 1331.*

Mateus, A., Oliveira, V., Gonçilves, M., Figueiras, J., Fonseca, P. & Martinisti, O., 1998: General assessment on the metallogenetic potential of the Iberian terraine southern border. *Estudos Notas e Trabalhos, Inst. Geol. E Miniero, 40, 35–50.*

McKay, H. & Buckler, M., 1988: A history of world societies. *Houghton Mifflin Co., 49, 30.*

Meyers, E. M. (ed.), 1997: The Oxford Encyclopedia of Archaeology in the Near East. IV. *New York: Oxford University Press, 487.*

Momenzadeh, M., Nezafati, N. P. & Pernicka, E., 2005: First indication of tin at the ancient mining site near Deh Hosein. *In: H. Kars & E. Burke (ed.): Proceedings of the 33rd International Symposium on Archaeometry, Amsterdam, Vrije Universiteit, 116–117.*

Moorey, P. R. S., 1982: Archaeology and pre-Achaemenid metalworking in Iran: A fifteen year retrospective, Iran, 20, 81–101.

Muhly, J. D., 1985: Sources of tin and the begining of bronze metallurgy. *Amer. J. Archeology, 89, 275–291.*

Müller-Karpe, M., 1991: Aspects of early metallurgy in Mesopotamia. *In: E. Pernicka & G. A. Wagner (eds.): Archaeometry, 90, Birkhauser Verlag, Basel, 105–116.*

Nezafati, N. P., Herzig, M., Pernicka, E. & Momenzadeh, M., 2005: Intrusion-related gold occurrences in the Astaneh-Sarband area, west central Iran. *In: J. Mao & F. P. Bierlein (ed.): Mineral deposit research: Meeting the global challenge. Proceedings of the Eigth Biennial SGA Meeting, Beijing, China 18–21 August 2005. Heidelberg, Springer, 445–448.*

Nezafati, N., 2006: Au-Sn-W-Cu-mineralization in the Astaneh-Sarband area, West Central Iran. *Eberhard-Karls-Universität Túbingen, Thesis, 116.*

Nezafati, N., Pernicka, E. & Momenzadeh, M., 2006: Ancient tin: Old question and a new answer. *Antiquity, 80, 308, 3–6.*

Oldberg, A., 1942–1943: Metalteknik under Förhistorik tid 1. *Lund, 67–69.*

Overlaet, B., 2004: Luristan metalwork in the Iron Age. *In: T. Stöllner, R. Slotta & A. Vatandoust (eds.): Persia´s Ancient Splendour, Mining, Handicraft and Archaeology, Bochum: Deutsches Bergbau-Museum, 328–338.*

Parzinger, H. & Boroffka, N., 2001: Eine bronzezeitliche Bergbausiedlung bei Karnab, Uzbekistan. *Archeologie in Deutschland, 3, 24–32.*

Pernicka, E., Seeliger, T. C., Wagner, G. A., Begeman, F., Schmitt-Strecker, S., Eibner, C., Öztunali, Ö. & Baranyi, I., 1984: Archäometallurgische Untersuchungen in Nordwestanatolien. *Jahrbuch des Römisch-Germanischen Zentralmuseums, 31, 533–599.*

Pernicka, E. & Wagner, G. A., 2003: Early Bronze Age Metallurgy in the Northeast Aegean. *In: Troia and the troad: scientific approaches. Berlin, London: Springer, 143–172.*

Pulak, C., 2002: A The Uluburun Hull Remains. *In: H. E. Tzalas (ed.): Tropis VII. Proceedings of the 7th International Symposium on Ship Construction in Antiquity (Athens 27 August – 31 August, Pylos), 615–636.*

Rapp, G., 2002: Archeomineralogy. *Berlin, Springer, 326.*

Ratnagar, S., 2001: The Bronze Age. Unique Instance of a Pre-Industrial World System? *Current Anthropology, 42, 3, 781–842.*

Rick, I., Adriaens, A. & Adams, F., 2005: An overview of Mesopotamian bronze metallurgy during the 3rd millennium BC. *Journal of Cultural Heritage, 6, 261–268.*

Rickard, 1932: The Falmouth ingot of tin. *Man, 32, 195–196.*

Routhier, P., Aye, F., Boyer, C., Lécolle, M., Moliére, P., Picot, P. & Roger, G., 1980: Le ceinture sud-iberique á amas sulfures dans sa partie espagnole médiane. *Tableau geologique et métallogénique. Synthése sur le type amas sulfures volcano-sédimentaries. 26th Int. Geol. Cong. Paris, Mém BRGM, 94, 265.*

Ruiz, I. M., 1993: The Argaric Bronze age of South East Spain. *Mediterranean – Archeology, 54–55.*

Salisbury, R. D., 1885: Notes on the dispersion of drift copper. *Wis. Acad. Sci. Arts and Letters, 6, 42–50.*

Shaw, I., 2000: The Oxford history of Ancient Egypt. *Oxford University Press, 525.*

Schiegl, S., 1994: Criteria for selection of samples for dating epigenetic hydrothermal ore deposits. *Economic Geology, 99, 1027–1035.*

Siliotti, A., 1994: Egypt, chrámy, bohové a lidé. *White Star S. R. l. Vercelli, 291.*

Stech, T. & Pigott, V. C., 1986: The metals trade in southwest Asia in the third millennium BC. *Iraq, 48, 39–64.*

Tallon, F. & Malfroy, M., 1987: Métallurgie susienne I: De la foundations de Suse au XVIIIe siécle avant J. C. *Notes et documents des Musées de France, 15, Paris, 22–34.*

Thorne, M. G., 1987: A map and brief description of the country rocks in great Cundrrow mine, Troon, Camborne. *Camborne School of Mines Journal, 73–79.*

Weeks, L. R., 1999: Lead isotope analyses from Tell Abraq, U. A. E. *Antiquity, 73, 49–64.*

Weeks, L. R., 2004: Early metallurgy of the Persian Gulf. Technology, trade and the Bronze Age World. Bril Academic Publishers, Inc. Boston – Leiden, 244.

Willies, L., 1990: An Early Bronze Age mine in Anatolia, Turkey. *Bulletin of the Peak District Mines Historical Society, 11, 2, 91–96.*

Willies, L., 1991: Ancient copper mining at Wadi Amram, Israel; an archaeological survey. *Bulletin of the Peak District Mines Historical Society, 11, 3, 109–138.*

Willies, L., 1992: Report on the 1991 archaeological survey of Kestel tin mine, Turkey. *Bulletin of the Peak District Mines Historical Society, 11, 5, 241–247.*

Wilford, J. N., 1994: Enduring mystery solved as tin is found in Turkey. *The New York Times, Science, Jan. 4th 1994, 14–15.*

Rukopis doručený 24. 1. 2008
Revidovaná verzia doručená 13. 6. 2008
Rukopis akceptovaný 29. 10. 2008

Archean bronze: History and sources

The principle of the Bronze production is the metallurgy of copper (Fig. 1) and tin. The cassiterite (Fig. 2) and stanine containing ores are the main source of the tin. The earliest evidence of bronze metalworking date to the mid-fourth millennium Maykop culture in the Caucasus. From there, the technology spread to the Near East and after some time also to the Indus Valley Civilization. The oldest bronze artefacts were produced using arsenic addition to copper. The classic tin bronze is not older as from the period dated about 3000 B. C.

One of the oldest really relevant bronze metallurgies developed in the Early Bronze Age industrial habitation site of Göltepe (Figs. 3 and 4b) in the mining zone of the Kestel mine (Turkey, Figs. 3 and 4a) reveals a special function settlement with a profound association with intensive mining and smelting. The excavations at Göltepe yielded a variety of metallurgical residues, such a lumps of tin-rich hematite ore (Aslihan-Yener, 1994a, b).

The earliest appearance of tin bronze in Western Asia has been reported from Mesopotamia and from southwestern and west central Iran in the late fourth and the beginning of the third millennium B. C., whereas the extensive use of thin and tin bronze can be dated around the mid-third millennium over a large area extending from the Persian Gulf to the Aegean (Pernicka et al., 1984; Stech and Pigott, 1986; Weeks, 1999; Fleming et al., 2005). Discovery of the Deh Hosein Ancient tin and copper mines (Figs. 3 and 5) in Iran in the central Zagros Mts. (Nezafati et al., 2006) bring the new chance how to elucidate the possible tin and copper sources of the Bronze Age cultures during the Ancient times. The results of the Pb-isotope study of the ores and bronze artefacts from Eastern Mediterranean show the same source of the ores (very close to the Deh Hosein ore type; Nezafati et al., 2006).

In Uzbekhistan the Karnab and in Tadjikistan the Muchistone Ancient tin-copper mines (Fig. 3) were discovered (Marshukova et al.,1985). These occurrences could be also the important sources of ores for the Mesopotamian bronz production. Copper was also mined in Cyprus (Figs. 3 and 8), isle Elba (Fig. 3) and in Timna (Sinai peninsula, Figs. 3 and 7). The most famous ancient tin deposits are in England in Cornwall (Figs. 3 and 9). The plentiful placer deposits of cassiterite from Cornwall were certainly utilized in British Isles. The tin deposit and one of the most important trade centres were at Ictis (now Mt. St. Michael) isle (Fig. 10). By Roman times the cassiterite from Iberian peninsula (Tartessos, Fig. 3) and Cornwall peninsula was available predominantly in the Mediterranean area.

In America, the most important Ancient copper mines were in the surrounding of Lake Superior. So called *"float copper"* was found in all states that have received glacial drift from the above mentioned lake region.

Cassiterite occurs in Mexico in Zacatecas tin province, in the Andes Mts. when tin bronze became a widely used alloy during the establishment of Inca hegemony (1476–1532). Although great tin deposits were exploited in the Caucasian mountains and in Japan at the Honshu Island some part of the tin came from China and from Southeastern Asia.

Also from the territory of Slovakia there are approximately 60 Bronze Age culture sites recorded at the present (Görsdorf et al., 2004).

To solve the question of the tin source in the time of the Bronze Age is very difficult because most of the tin containing archeological artefacts represent various complex bronze alloys. In such alloys it is nearly inpossible to find the right answer using study of the micro-chemical characteristic admixtures. The new possibilities how to solve these questions show e. g. the investigation of Nezafati et al. (2006) using the Pb-isotope data (Fig. 6).

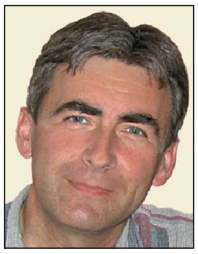
GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia Slovaca, roč. 40, č. 3–4

Mineralia Slovaca – geovedné periodikum

Mineralia Slovaca – geoscientific periodical



V roku 2008 sa do rúk vedeckej a odbornej geologickej verejnosti dostáva už štyridsiaty ročník časopisu Mineralia Slovaca.

Štyri desaťročia existencie jubilujúceho časopisu možno charakterizovať v nasledujúcich štyroch etapách.

1. Potreba založiť nový odborný geologický časopis bola v 60. rokoch minulého storočia zákonitým výsledkom zrýchľujúceho sa rozvoja geologických disciplín na Slovensku a ustavične rastúceho množstva nových poznatkov získaných geologickoprieskumnými organizáciami. Keďže sa pre dovtedajšiu slabú súčinnosť vedy a praxe nové geologické zistenia a poznatky nevyužívali v požadovanej miere, bolo nevyhnutné tok informácií od vedeckých inštitúcií do praxe a zároveň rýchlo rastúceho množstva nových geologických poznatkov z prieskumnej praxe do výskumných ústavov zintenzívniť prostredníctvom nového vedeckého a odborného periodika.

V roku 1967 skupina iniciátorov, ktorú tvoril J. Bartalský, P. Grecula a J. Slávik, pripravila programové vyhlásenie a riaditeľstvo n. p. Geologický prieskum sa finančne a právne zaručilo na vydávanie veľmi potrebného časopisu.

Po založení Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 1968 sa časopis Mineralia Slovaca stal jej tlačovým orgánom. Hneď na prvom zasadnutí redakčnej rady 16. decembra 1968 sa rozhodlo, že časopis bude reprezentantom práve konštituovaného

In 2008 the geological community received the annual 40th volume of geoscientific journal Mineralia Slovaca.

40 years lasting existence of the journal can be characterized by four cornerstones:

1. The demand for establishing of the new geological journal in the 1960s has resulted from accelerating development of geoscientific branches in Slovakia and growing amount of new knowledge obtained by exploration institutions. Due to earlier small interoperation of science and practice the new geological findings were not used in sufficient amount. The intensification of information flow from scientific institutions towards practice as well as the huge amount of new geological knowledge from active exploration towards research institutions was inevitable.

In 1967 the group of founders (J. Bartalský, P. Grecula and J. Slávik) prepared the program declaration and the headquarters of the enterprise Geologický prieskum, n.p. (GP) took financial and juridical guarantees for issuing of the new journal.

After establishing of the Slovak Geological Society (SGS) in 1968 the journal Mineralia Slovaca became its information medium. First meeting of the editorial board in 16. 12. 1968 decided that the journal will be charged as information

Slovenského geologického úradu alebo aj ďalších ústavov či organizácií, ktoré by nový úrad združoval. Predsedom redakčnej rady sa stal prvý riaditeľ Slovenského geologického úradu J. Slávik a Slovenskú geologickú spoločnosť zastupoval B. Leško. Na zaistenie vydávania sa 23. októbra 1969 vytvorilo združenie vydavateľov časopisu. Tvoril ho Slovenský geologický úrad, Slovenská geologická spoločnosť a Geologický prieskum Spišská Nová Ves, ku ktorým sa neskôr pripojil Inžiniersko-geologický a hydrogeologický podnik Žilina, Slovenské naftové závody Gbely, Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava, Geofond Bratislava a Geofyzika Brno. Vedeckým redaktorom sa stal P. Grecula a od prvopočiatku časopisu zodpovedal za jeho odbornú úroveň až do roku 2006, teda tridsaťosem rokov. Neskôr bol predsedom redakčnej rady J. Kuráň.

Časopis Mineralia Slovaca si pestrou skladbou príspevkov, v ktorej mierne prevažovali štúdie a články s ložiskovou problematikou, už v prvých rokoch svojej existencie získal autoritu aj rešpekt vo vedeckých kruhoch. Prejavilo sa to najmä ochotou našich popredných geológov publikovať v časopise aj práce zásadného významu. Medzinárodné uznanie časopisu potvrdzuje okrem iného aj to, že sa v rámci medziknižničnej výmeny už v počiatočnom období posielal do päťdesiatich dvoch krajín sveta.

2. V rokoch 1992–2002 vďaka úsiliu generálneho riaditeľa A. Panáčka pokračovala vo vydávaní časopisu a. s. Geocomplex Bratislava. Členmi Združenia Mineralia Slovaca v tom období boli spolufinancujúce organizácie (uvádzame ich v abecednom poradí), a to 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, Ministerstvo životného prostredia Slovenskej republiky, Bratislava, Slovenská banská spoločnosť Banská Bystrica, Slovenská geologická spoločnosť Bratislava, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava, Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves.

3. V roku 2002 ako dôsledok legislatívnych úprav geologické organizácie prestali časopis spolufinancovať a s tým súvisel aj zánik Združenia Mineralia Slovaca. Pre trvalý záujem odbornej geologickej verejnosti, profesijných organizácií a Slovenskej geologickej spoločnosti Slovenská geologická rada, poradný orgán ministra životného prostredia Slovenskej republiky, rozhodla časopis od 1. januára 2003 začleniť do Vydavateľstva Dionýza Štúra. Zameranie časopisu sa nezmenilo a zostalo aj predchádzajúce zloženie redakčnej rady. V roku 2006 sa po P. Greculovi stal vedúcim redaktorom Z. Németh. Typografická úprava sa modifikovala a stala sa atraktívnejšou.

Podrobnejšie informácie o významných míľnikoch časopisu sú v hodnotiacich príspevkoch P. Greculu (Mineralia Slovaca, 11, 1979, 5, 385–387; 21, 1989, 1, 1–2 a 34, 2002, 5–6, Geovestník, s. 1).

4. V súčasnom období prebieha reštrukturalizácia časopisu a definujú sa jeho samostatné časti – 1. pôvodné vedecké práce slovenských a zahraničných odborníkov, 2. sumarizujúce príspevky renomovaných slovenských odborníkov, ktorých cieľom je všeobecná geovedná informovanosť geologickej verejnosti, ako aj doktorandov a študentov geologických disciplín, a 3. Geovestník – príspevky informatívnej povahy o činnosti Slovenskej geologickej spoločnosti a ďalších geologických inštitúcií a ústavov

medium also for the newly-established Slovak Geological Office (SGÚ) and further associated institutions. The first director of SGÚ J. Slávik became the chairman of editorial board and the Slovak Geological Society was represented by B. Leško. To quarantee issuing of the journal, the corporation of journal publishers was formed by SGÚ, SGS and GP in 23. 10. 1969. Later, the corporation was enlarged by institutions IGHP Žilina, Slovenské naftové závody Gbely, GÚDŠ Bratislava, Geofond Bratislava and Geofyzika Brno. P. Grecula became the scientific editor of the journal, being responsible for the high scientific standard of the journal from its early beginnings and during its 38-years lasting history until 2006. Later chairman of the editorial board became J. Kuráň.

Even at the beginnings the journal Mineralia Slovaca obtained relevant authority in the scientific field by its manifold composition of articles with moderate prevalence of those dealing with the raw material deposits. It was manifested prevailingly in the readiness of prominent geologists to publish their works of principal importance in the journal Mineralia Slovaca. International approval of the journal is demonstrated also by its wide exchange and even in the first period the journal was sent to 52 countries worldwide.

2. In 1992–2002 the issuing of the journal continued by Geocomplex, a.s., Bratislava, owing to effort of its general director A. Panáček.

The Mineralia Slovaca Corporation that time consisted from co-financing institutions (in alphabetical order): 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, ŠGÚDŠ Bratislava, Uranpres, s.r.o., Spišská Nová Ves.

3. In 2002 due to legislative regulations the co-financing of the journal by geological institutions finished and the Mineralia Slovaca Corporation was cancelled.

Owing to persisting interest of scientific community, geological organizations and the Slovak Geological Society, the Slovak Geological Board, the advisory body of the Minister of Environment of Slovak Republic decided to integrate the journal into the Dionýz Štúr Publishers from 1. January 2003. Because the focus of the journal remained unchanged, also the members of the Editorial Board remained the same. From 2006 Z. Németh became the successor of P. Grecula in the post of chief editor. The design of the journal was modified and became more attractive.

Details about evolution and cornerstones of the journal are available in earlier articles by P. Grecula (Mineralia Slovaca 11 (1979), 5, 385–387; 21 (1989), 1, 1–2 and 34 (2002), 5–6, Geovestník p. 1).

4. Recently the restructuralization of the journal is done with defining its three separate parts – (1) original papers of Slovak, event. foreign scientists, (2) methodological and summarizing works by renowned Slovak scientists published for general education of geological community and students, and (3) Geovestník – informative contributions about activities in Slovak Geological Society and further geological

o sympóziách, vedeckých a odborných konferenciách, seminároch a o inej odbornej činnosti (napr. publikovanie skrátených abstraktov z vedeckých a odborných akcií), ako aj o nových, moderných trendoch v geologických vedách doma aj vo svete.

Zámer zvýšiť univerzálnosť časopisu a jeho atraktívnosť pre široký okruh čitateľov sa odzrkadlil aj vo vytvorení novej, rozšírenej redakčnej rady časopisu, ktorej prvé zasadnutie bolo 29. januára 2008. V snahe zabezpečiť intenzívnu a pohotovú distribúciu nových poznatkov, ako aj citačných ohlasov na publikované príspevky budú vždy jeden mesiac po distribúcii nového čísla časopisu všetky publikované príspevky voľne dostupné vo formáte pdf na internetovej stránke časopisu www.geology.sk/mineralia.

V súčasnosti kladieme osobitný dôraz na medzinárodný publikačný dosah časopisu, ktorý sa má dosiahnuť aj uprednostňovaním príspevkov v angličtine, rozšíreným publikovaním sumárov príspevkov v angličtine, paralelným uvádzaním slovenských a anglických názvov príspevkov v Geovestníku a stručných abstraktov aj v tejto časti časopisu.

Do novej desaťročnice želáme časopisu Mineralia Slovaca kvalitné odborné zázemie a spokojnosť ustavične sa rozširujúceho okruhu jeho čitateľov.

associations, about conferences and seminaries (e.g. publishing of shortened abstracts from scientific events), as well as about new trends in geosciences. The aim to improve the impact of the journal and its attractiveness for wider range of readers were reflected in establishing of the new – extended editorial board with first session in 29. 01. 2008. Attempting to provide the intensive dissemination of new knowledge, as well as citing responses on particular published articles, in the interval of one month after distribution of new journal all published articles will be free available in pdf format from the journal web site www.geology.sk/mineralia.

Large accentuation is recently given on international publication impact of the journal and it will be intensified by preferred English in published articles, widening of English summaries in Slovak articles, parallel Slovak as well as English titles of contributions in informative part Geovestník and implementation of brief English abstracts also in this part of the journal.

May the fifth decade of Mineralia Slovaca issuing bring high quality scientific background and contentment of still enlarging group of readers.

Zoltán Németh
vedecký redaktor/Chief editor

7. výročný predvianočný seminár Slovenskej geologickej spoločnosti

7th Annual Seminary of Slovak Geological Society

Nové poznatky o stavbe a vývoji Západných Karpát

New knowledge about geological setting and evolution of Western Carpathians

Zoltán Németh, Štátny geologický ústav D. Štúra, Košice

Seminár sa konal 11. decembra 2008 (8:00–18:15) v ŠGÚDŠ v Bratislave (obr. 1) a bol venovaný životnému jubileu – osemdesiatinám – prof. RNDr. Milana Mišíka, DrSc. Uskutočnil sa za osobnej prítomnosti jubilanta.

Dopoludňajší program mal dve časti:

1. *Mineralógia, petrológia, geochémia a geochronológia* (moderátor P. Uher a M. Kohút). Túto časť tvorilo sympózium *Akcesorické minerály – indikátory evolúcie a veku magmatických a metamorfovaných hornín* a sympózium *Granity Západných Karpát*.

7th Annual pre-Christmas Seminary of SGS (Fig. 1), held in ŠGÚDŠ Bratislava in 11. December 2008 (8:00–18:15), was dedicated to 80th jubilee of Prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc. The lecturers and audience were honoured by the personal presence of Prof. Mišík in afternoon sessions.

The morning program consisted from two parts:

1. Mineralogy, petrology, geochemistry and geochronology (Moderators P. Uher and M. Kohút). This part consisted from two symposia: *Accessoric minerals – indicators of evolution and the age of magmatic and metamorphic rocks*/*Granites of Western Carpathians.*

Obr. 1. Pohľad na časť účastníkov deväťhodinového maratónu vedeckých prezentácií. Foto L. Martinský.

Fig. 1. View on part of participants of the nine hours lasting marathon of scientific presentations. Photo L. Martinský.

Obr. 3. Predsedníctvo valného zhromaždenia SGS uskutočneného počas predvianočného seminára 11. decembra 2008. Sprava: D. Plašienka, L. Šimon, L. Hraško – riaditeľ ŠGÚDŠ, a Z. Németh. Foto L. Martinský.

Fig. 3. Presidency of the general assembly of Slovak Geological Society, which was held during pre-Christmas seminary in 11. December 2008. From the right: D. Plašienka, L. Šimon, Ľ. Hraško – director of ŠGÚDŠ and Z. Németh. Photo L. Martinský.

Obr. 5. Medzi odmenených ďakovným listom SGS patril aj jubilant RNDr. Milan Havrila, CSc. Foto L. Martinský.

Fig. 5. Among awarded scientists by the SGS acknowledgement letter belonged also RNDr. Milan Havrila, CSc. Photo L. Martinský.

Obr. 2. Odhalenie pamätnej tabule A. Kmeťovi v budove ŠGÚDŠ. Sprava: A. Nagy, D. Plašienka, L. Šimon – predseda SGS, D. Reháková a Z. Németh. Foto L. Martinský.

Fig. 2. Unveiling of A. Kmeť memorial in the building of ŠGÚDŠ. From the right: A. Nagy, D. Plašienka, L. Šimon – SGS chairman, D. Reháková and Z. Németh. Photo L. Martinský.

Obr. 4. Odovzdávanie ďakovného listu SGS jubilantovi prof. RNDr. Milanovi Mišíkovi, DrSc., predsedom SGS L. Šimonom. Foto L. Martinský.

Fig. 4. Chairman of SGS L. Šimon is awarding Prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc. by the SGS acknowledgement letter. Photo L. Martinský.

Obr. 6. Ocenenie Múzeum roka 2008 prevzal za Múzeum TANAPu RNDr. Stanislav Pavlarčík. Foto L. Martinský.

Fig. 6. The title Museum of the year 2008 was dedicated to Museum of National Park High Tatras and given to RNDr. Stanislav Pavlarčík. Photo L. Martinský.

2. *Geologická stavba a tektonometamorfný vývoj Západných Karpát* (moderátor D. Plašienka a V. Bezák).

Popoludňajší program sa začal odhalením pamätnej tabule A. Kmeťovi v budove ŠGÚDŠ (obr. 2). Na valnom zhromaždení SGS (obr. 3) slávnostne odovzdali ďakovný list SGS jubilantovi prof. RNDr. Milanovi Mišíkovi, DrSc. (obr. 4), a RNDr. Milanovi Havrilovi, CSc. (obr. 5). Medailu J. Slávika za výchovu novej generácie geológov, rozvoj a propagáciu geológie na Slovensku dostal doc. RNDr. Jozef Jablonský, CSc., a titul Múzeum roka 2008 za veľmi názornú propagáciu geológie v tatranskom regióne udelili Múzeu TANAPu (obr. 6).

V 3. časti s názvom *Environmentálna geológia* (moderátor Z. Németh) bola iba jedna prednáška, a to o dnes veľmi aktuálnom zneškodňovaní CO_2.

V úvode 4. časti – *Sedimentológia, biostratigrafia a paleontológia* (moderátor J. Michalík, D. Reháková a D. Plašienka), ktorú tvorilo sympózium venované životnému jubileu prof. Mišíka, D. Reháková podala prehľad vedeckých výsledkov jubilanta. Za jeho osobnej prítomnosti bolo potom 19 referátov či prednášok. Jubilantovi bola venovaná aj celá posterová sekcia s osemnástimi postermi.

Abstrakty publikujeme v poradí vystúpení na seminári.

V snahe skrátiť prednášky seminára na deväť hodín a motivovať autorov uprednostňovať prezentáciu postermi bola vyhlásená súťaž o najlepší poster seminára 2008. Komisia hodnotiteľov vedeckého prínosu a grafického spracúvania posterov v zložení L. Šimon, Z. Németh, J. Michalík, P. Uher, D. Ozdín, M. Kováčová a M. Kohút udelila tento titul posteru B. Chalupovej a D. Stárka *Fosílna ryba z menilitových vrstiev vnútrokarpatského paleogénu v regióne Oravy*.

Posterová sekcia, umiestnená vedľa prednáškovej sály, bola aj vhodným miestom na odborné diskusie a spolu s pohostením zvýraznila už tradičnú pozíciu predvianočného seminára SGS ako vrcholného koncoročného odborno-spoločenského podujatia geologickej komunity na Slovensku.

2. *Geological setting and tectonometamorphic evolution of Western Carpathians* (Moderators D. Plašienka and V. Bezák).

The afternoon program started with unveiling of A. Kmeť memorial plate in the building of ŠGÚDŠ (Fig. 2). In following general assembly of SGS (Fig. 3) the acknowledgement letters were dedicated to celebrating Prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc. (Fig. 4) and RNDr. Milan Havrila, CSc. (Fig. 5). The Medal of Ján Slávik was dedicated to Doc. RNDr. Jozef Jablonský, CSc. for education of new generation of geologists and his contribution to strengthen geology and its propagation in Slovakia. The title Museum of the year 2008 was dedicated to Museum of National Park High Tatras (Fig. 6).

In following 3. part of the seminary *Environmental geology* (Moderator Z. Németh) was presented lecture about recently very actual CO_2 sequestration.

In the introduction of 4. part – *Sedimentology, biostratigraphy and paleontology* (Moderators J. Michalík, D. Reháková and D. Plašienka), D. Reháková presented the summary of scientific results of Prof. Mišík. This symposium consisted of 19 lectures, and the whole poster session with 18 posters was dedicated to honoured scientist, too.

Abstracts are published correspondingly with their order in seminary.

Intending to shorten the total length of seminary to 9 hours and encourage authors for preferential poster presentations, the competition for the best poster of the pre-Christmas seminary 2008 was launched. The commission of evaluators of scientific message and quality of graphic presentation of posters: L. Šimon, Z. Németh, J. Michalík, P. Uher, D. Ozdín, M. Kováčová and M. Kohút awarded as the most instructive poster that by B. Chalupová and D. Stárek: *The fossil fish from the Menilite Beds of the Central Carpathian Paleogene Basin in the Orava region.*

Poster section, located beside lecture hall, was also the suitable site for scientific discussions. Together with proper refreshment it accentuated already traditional position of the pre-Christmas seminary of SGS as the supreme year-end scientific-sociable event of geological community in Slovakia.

1. časť – Part 1

Mineralógia, petrológia, geochémia a geochronológia

Mineralogy, petrology, geochemistry and geochronology

Sympózium/Symposium:
Akcesorické minerály – indikátory evolúcie a veku magmatických a metamorfovaných hornín
Accessory minerals – indicators of evolution and age of magmatic and metamorphic rocks

P. BAČÍK, P. UHER a J. PRŠEK: **Výskyty minerálov gadolinitovej skupiny v Západných Karpatoch – vzťah genézy a kryštalochémie**

Minerály gadolinitovej skupiny (ďalej MGS) sú pomerne zriedkavé akcesorické minerály vyskytujúce sa v špecifickom genetickom prostredí, ale najmä v granitoch, pegmatitoch a v metamorfných horninách. Ich výskyt je determinovaný chemickým zložením s obsahom REE, Y, Be alebo aj B. Medzi MGS patrí gadolinit-(Y), gadolinit-(Ce), hingganit-(Y), hingganit-(Ce), hingganit-(Yb) a minasgeraisit-(Y).

Všeobecný vzorec MGS je $W_2\ X\ (Be, B)_2\ Si_2\ (O, OH)_{10}$. Be (príp. B) a Si obsadzujú tetraédrické pozície. V oktaédrickej pozícii *X* je dominantným katiónom Fe^{2+} (v gadolinite), ale nemusí pozíciu zapĺňať úplne (v hingganite). Vakanciu primárne nábojovo kompenzuje hydroxylová skupina, ktorá vstupuje do priestoru neobsadenej pozície *X* a viaže sa na apikálne anióny tetraédrov $Be(B)O_4$ prostredníctvom hingganitovej substitúcie $(\square(OH)_2Fe_{-1}O_{-2})$. REE^{3+} a Y^{3+} vstupujú do pozície *W* s koordináciou 9 a zastupujú sa najmä s Ca^{2+} (datolitová $Ca_2\square B_2Si_2O_8(OH)_2$ alebo homilitová $Ca_2FeB_2Si_2O_{10}$ zložka). Zastupovanie trojmocných REE a Y za Ca^{2+} sa nábojovo kompenzuje výmenou B za Be prostredníctvom homilitovej substitúcie $CaB(REE,Y)_{-1}Be_{-1}$.

Akcesorické MGS sa v poslednom čase zistili aj v západokarpatských granitických a metamorfovaných horninách. Neskoromagmatický až postmagmatický gadolinit-(Y) až hingganit-(Y) sa vyskytuje v podobe xenomorfných až hypidiomorfných zŕn v asociácii so zirkónom, xenotímom-(Y), fergusonitom/samarskitom-(Y), eschynitom/polykrasom-(Y) a magnetitom v metagranite typu A pri Turčoku v gemeriku. Gadolinit-(Y) sa vzácne zistil ako produkt rozpadu primárneho xenotímu-(Y) a monazitu-(Ce) v paragenéze so sekundárnym apatitom, epidotom, kalcitom a synchyzitom-(Ce) v špecializovaných permských granitoch typu S_S gemerika (Zlatá Idka a Delava). Hingganit-(Y) a „hingganit-(Nd)" sa identifikoval vo forme nepravidelných zŕn v asociácii s monazitom-(Ce) obohateným S a Sr na metamorfogénnom magnetitovom ložisku Bacúch vo veporiku.

Minerály gadolinitovej skupiny v Západných Karpatoch majú okrem hingganitov-(Y) obohatených o Nd z Bacúcha pozíciu *W* dominantne obsadenú Y a dopĺňajú ju REE. Obsah REE sa na lokalitách odlišuje. MGS z granitov gemerika sú obohatené o HREE, najvyšší obsah má Dy, Gd, Er a Yb, z LREE Nd a Sm. Hingganity z Bacúcha majú vyšší obsah LREE – Nd, Ce a Sm. Obsah HREE je oproti gemerickým MGS nižší.

Generálne nízky obsah Ca limituje rozsah homilitovej substitúcie. Obsah Ca stúpa od hingganitov z Bacúcha (do 0,13 *apfu*, ale zvyčajne menej ako 0,06 *apfu*) cez MGS z Turčoka (< 0,35 *apfu*) až po gadolinity zo Zlatej Idky a Delavy (0,51 *apfu*). Obsah Fe stúpa od Turčoka (< 0,33 *apfu*) cez Bacúch (0,27–0,48 *apfu*) po Zlatú Idku a Delavu (0,61–0,65 *apfu*). V Turčoku sú aj prechodné hingganity gadolinity (0,47–0,56 *apfu* Fe). Rozdiely v zložení sa prejavujú aj v pomere homilitovej a datolitovej zložky. Najnižší obsah homilitovej zložky majú hingganity z Bacúcha, v MGS z Turčoka jej podiel stúpa a výrazne najvyšší je v Zlatej Idke a Delave. Podiel datolitovej zložky v gemerických MGS stúpa priamoúmerne s podielom hingganitovej zložky (pozitívna korelácia Ca a $^X\square$). Rovnaký trend je pozorovateľný aj v MGS z Bacúcha, ale tie majú väčšinou veľmi nízky obsah Ca.

Chemické zloženie MGS v Západných Karpatoch je ovplyvnené ich genézou a zložením materskej horniny resp. primárnych minerálov. Obsah Ca a distribúciu REE pravdepodobne priamo ovplyvňuje chemické zloženie a odlišujú sa podľa genetických typov. Pomer Fe a $^X\square$ nie je priamo ovplyvnený zložením a genetickým typom materskej horniny a môže byť napríklad funkciou teploty.

Prácu podporila Agentúra na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy APVV-0557-06.

M. ONDREJKA, J. PRŠEK, P. BAČÍK a P. UHER: **Vzácnoprvková Y-REE-(Be) mineralizácia na ložisku Bacúch (veporikum) – monazit s anomálnym obsahom S a Sr, minerály gadolinitovej skupiny**

V metamorfnej magnetitovo-hematitovej mineralizácii v metapelitických horninách v oblasti Bacúcha (veporikum) sa zistila nezvyčajná Y-REE-(Be) mineralizácia zahŕňajúca monazit anomálne bohatý na S a Sr spolu s minerálmi gadolinitovej skupiny.

Podľa chemického zloženia a textúrnych znakov možno vyčleniť dve generácie monazitu. Monazit I tvorí idiomorfné až hypidiomorfné kryštály veľké do 200 µm rozptýlené v základnej hmote alebo v asociácii s Fe oxidmi. Obsahuje variabilný obsah Th (do 12,4 % ThO_2; 0,12 *apfu* Th), do 4,1 % SiO_2 (0,18 *apfu* Si) a Ca do 1,3 % CaO (0,06 *apfu* Ca), čo indikuje uplatnenie

huttonitovej $ThSi(REE)_{-1}P_{-1}$ aj cheralitovej $CaTh(REE)_{-2}$ substitúcie. Niektoré kryštály majú mierne vyšší obsah U (do 2,7 % UO_2; 0,02 *apfu* U) a S (do 0,85 % SO_3; 0,03 *apfu* S).

Monazit II tvorí väčšinou xenomorfné kryštály veľké do 100 µm vystupujúce spolu s minerálmi gadolinitovej skupiny v mladších kremenno-albitovo-chloritových žilách alebo lem okolo monazitu I. Obsahuje nezvyčajne vysokú koncentráciu S (do 10,7 % SO_3; 0,28 *apfu* S) a Sr (do 7,8 % SrO; 0,16 *apfu* Sr), veľmi nízky obsah Th + U (do 0,04 % $ThO_2 + UO_2$), kým obsah Pb je systematicky vyšší (0,2 % PbO), a to pravdepodobne pre prítomnosť „obyčajného" Pb. Vstup S do štruktúry je kontrolovaný dominantným „Sr klinoanhydritovým" substitučným mechanizmom: $(Ca, Sr)S(REE, Y)_{-1}P_{-1}$, kým cheralitová substitúcia je zanedbateľná. S je v doteraz zaznamenaných monazitoch, vyskytujúcich sa v prírode vôbec najvyšší. Monazity s najvyšším obsahom S (do 8,4 % SO_3) a súčasne Sr (do 8,3 % SrO) sa doteraz identifikovali z karbonatitov komplexu Vuorijarvi na polostrove Kola (Kucharenko et al., 1965; Bulach, 1995), z alterovaného kalcitového kimberlitu Internacionaľnaja v Jakutsku (Chakhmouradian a Mitchell, 1999) a z mylonitizovaných svorov a aplitov v asociácii s Pb zrudnením na ložisku Schellgaden v Rakúsku (Krenn et al., 2008). Monazit obohatený S a As bol opísaný z ryolitov typu A na lokalite Tisovec-Rejkovo (Ondrejka et al., 2007).

Dominantným katiónom v štruktúrnej pozícii *A* je Ce (0,32–0,51 *apfu* Ce). Ďalším významným substituentom je Nd, ktorý v jedinom prípade dokonca atómovo prevláda nad Ce (Nd/Ce = 1,17; 26,1 % Nd_2O_3; 0,37 *apfu* Nd). Zvýšený obsah má aj Eu (do 1,9 % Eu_2O_3). Pomer As : P v monazitoch je nízky (0,2). Obsah As_2O_5 dosahuje najviac 0,5 %, čo indikuje malý rozsah gasparitovej substitúcie (AsP_{-1}).

Minerály gadolinitovej skupiny reprezentuje hingganit-(Y) a „hingganit-(Nd)" $(Y, REE)_2\square Be_2[(OH)(SiO_4)]_2$. Vystupujú vo forme nepravidelných zŕn veľkých do 30 µm v asociácii s monazitom II. Pomer $^{X}Fe/^{X}(Fe + \square)$ je od 0,51 do 0,72 pri obsahu Fe do 0,48 *apfu*. Najvyšší obsah REE (La – Lu) dosahuje Nd, a to najmä v „hingganite-(Nd)", kde je dominantným katiónom v pozícii *W* (do 0,56 *apfu*; 18,7 % Nd_2O_3), ako aj v hingganite-(Y). Obsah ostatných REE je oveľa nižší; Ce do 0,37 *apfu*, Sm do 0,24 *apfu*, Gd do 0,15 *apfu* a La dokonca nižší ako 0,08 *apfu* (2,6 % La_2O_3). Gadolinitová substitúcia $Fe^{2+}O_2\square_{-1}(OH)_{-2}$, pomocou ktorej vstupuje do oktaédrickej pozície Fe^{2+}, má vysoký stupeň korelácie pre nízky obsah ďalších substituentov, najmä Mn^{2+} a Mg^{2+}. Datolitová, resp. homilitová substitúcia $CaB(Y, REE)_{-1}Be_{-1}$ sa uplatňuje v obmedzenom rozsahu ako výsledok nízkeho obsahu Ca (< 0,01 *apfu*).

Na základe textúrnych znakov možno monazit z Bacúcha obohatený o S a Sr aj z ostatných svetových lokalít pokladať za produkt sekundárnej alterácie primárneho monazitu bez zvýšeného obsahu S a Sr. Podobný sekundárny pôvod má zrejme aj hingganit vystupujúci v tesnej asociácii s monazitom II. Zdrojom obidvoch fáz mohol byť primárny metamorfný(?) monazit I, ktorý pravdepodobne atakovali neskoršie, zrejme hydrotermálne fluidá.

Prácu podporila Agentúra na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy APVV-0557-06.

I. BROSKA, I. PETRÍK a L. ZAHRADNÍK: **Akcesorický apatit v syenitoch z Dolinkovského vrchu (Malé Karpaty)**

Žily, ktoré v oblasti Dolinkovského vrchu (Malé Karpaty) intrudovali do metapelitov, metabazitov a karbonatitov a podľa geochemických údajov sú derivátmi modranského granitu typu I, majú miestami vyššiu koncentráciu apatitu. Tieto žily alebo ich časti, sú hrubozrnné a majú syenitické zloženie. Idiomorfné draselné živce tvoriace až 73,7 obj. % horniny sa pravdepodobne akumulovali v centrálnych častiach žíl pri tokovej diferenciácii. Ba v živcoch má zvonový priebeh distribúcie, indikujúci ich primárne magmatický pôvod. Preto sú syenitové horniny obohatené aj o Ba (2900–3200 ppm).

Kryštalizácia draselného živca generuje na hraniciach zŕn obohatenie o Ca, P a Si – zložky relevantné apatitovej saturácii (Harrison a Watson, 1984; Pichavant et al., 1992). Vytlačenie apatitových zložiek do zvyškovej taveniny je zaznamenané v dobrej korelácii K a P, pričom obsah P tu dosahuje až 0,9 váh. %. Na hraniciach zŕn živcov kryštalizovali dlhé ihličky apatitu, ktoré často prenikajú okraje draselných živcov alebo sú uzavierané aj v matrixe kremeňa ± albitu. Primárne zvýšený obsah P v zvyškovej tavenine spôsobila frakcionácia amfibolu alebo titanitu, ktorý zvýšil A/CNK tejto taveniny natoľko, že P zostal v tavenine rozpustnejší.

P. CHUDÍK a P. UHER: **Nový výskyt vzácnoprvkového granitového pegmatitu berylovo-columbitového subtypu na lokalite Jezuitské lesy v Bratislave-Dúbravke (Malé Karpaty)**

Granitový pegmatit so vzácnoprvkovou Be-Nb-Ta mineralizáciou sa v podobe úlomkov hornín zistil v záreze lesného chodníka na lokalite Jezuitské lesy nad mestskou časťou Bratislava-Dúbravka v bratislavskom granitovom masíve Malých Karpát. V susedstve lokality sa už dávnejšie zistil pegmatit s berylom na Švábskom vrchu (Uher, 1992).

Na minerálnom zložení granitového pegmatitu na tejto lokalite sa zúčastňuje kremeň, mikroklín, albit, muskovit, biotit a v akcesorickom množstve sa identifikoval beryl, almandín – spessartín, zirkón, apatit, gahnit a Nb-Ta minerály. Žila granitového pegmatitu je pomerne dobre diferencovaná a tvorí ju prevažne hrubozrnná živcovo-kremenno-muskovitová, bloková mikroklínová, jemnozrnná aplitická albitovo-kremenno-muskovitová (cukrovitého albitu) a zóna blokového kremeňa (kremenné jadro).

Beryl vytvára svetlozelené hexagonálne obmedzené prizmatické kryštály veľké do 2 cm a vystupuje v asociácii s blokovým kremeňom a muskovitom. Z Nb-Ta minerálov sa elektrónovou mikroanalýzou zistil columbit-(Fe) a mikrolit. Columbit-(Fe) tvorí tabuľkovité prizmatické kryštály čiernej farby s kovovým leskom uzavreté v aplitickom kremeni a albite veľké do 3 mm. Väčšina kryštálov sa v spätne odrazených elektrónoch (BSE) javí ako relatívne homogénna s pomerom $Ta/(Ta + Nb) = 0,11–0,20$ a $Mn/(Mn + Fe) = 0,34–0,38$, ale v niektorých prípadoch je aj zložitejšia nepravidelne difúzna

alebo oscilačná zonalita, kde v rámci jedného kryštálu pomer Ta/(Ta + Nb) varíruje v rozmedzí 0,14–0,37 a pomer Mn/(Mn + Fe) = 0,37–0,45. Obsah ostatných prvkov (W, Ti, Sn, Zr, Y, Sb, Bi, Mg, Ca a Pb) je nízky resp. pod medzou detekcie elektrónovej mikrosondy. Ojedinele sa identifikoval mladší mikrolit v podobe tenkého (< 10 μm) lemu a okrajových zón na columbite-(Fe).

Na základe zistených poznatkov možno pegmatit na lokalite Jezuitské lesy v Bratislave-Dúbravke klasifikovať ako typický príklad vzácnoprvkového granitového pegmatitu LCT skupiny berylového typu a berylovo-columbitového subtypu (sensu Černý a Ercit, 2005). Mineralogicky sa podobá ďalším granitovým pegmatitom s berylom a columbitom, zisteným v bratislavskom masíve Malých Karpát (Uher et al., 1994; Uher a Broska, 1995).

Prácu podporila Agentúra na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy APVV-0557-06.

Sympózium/Symposium: Granity Západných Karpát
Granites of the Western Carpathians

M. KOHÚT, P. UHER, M. PUTIŠ, S. SERGEEV a A. ANTONOV: **Datovanie spodnokarbónskych granitických hornín Západných Karpát vo svetle nových SHRIMP U-Pb dát zo zirkónov**

Hercýnske granitoidy Západných Karpát sa všeobecne pokladajú za typické orogénne granitoidy. Jestvujúce rozdiely v ich minerálnom, chemickom (+ izotopickom) zložení, ako aj vo veku nám umožňujú vyčleniť viac suít granitických hornín, ktoré odrážajú zmeny tektonických procesov pri ich vzniku. Sú to: a) kambro-ordovické granity typu S v hercýnskom orogéne zmenené na ortoruly, b) spodnokarbónske granity typu S, c) spodnokarbónske granitoidy typu I, d) vrchnokarbónske granitoidy typu I, e) permské granity typu A, f) špecializované (zrudnené) granity typu S_s (Petrík a Kohút, 1997; Broska a Uher, 2001).

Štúdium granitických hornín kryštalických komplexov Západných Karpát v ostatných dvadsiatich rokoch rýchlo napreduje aj zásluhou medzinárodnej spolupráce a využívania zahraničných izotopických laboratórií. Bodovým U-Pb datovaním zirkónov na prístroji SHRIMP II z Celoruského geologického ústavu v Petrohrade máme dnes nové dáta, ktoré môžeme porovnať s už existujúcimi údajmi zo SHRIMP prístrojov v Canberre, Perthe, prípadne iónovej sondy (SIMS) v Nancy, publikovanými v prácach Poller (2000), Poller et al. (2005) a Gaab et al. (2005). V príspevku uvádzame nové U-Pb zirkónové (SHRIMP) veky granitických hornín Malých Karpát a Braniska, ako aj tonalitov sihlianskeho typu.

Dvojsľudný granodiorit typu S z devínskeho kameňolomu dáva konkordantný vek cca 355 Ma, pričom jednotlivé bodové údaje indikujú vek magmatickej kryštalizácie od 359 do 350 Ma. Reliktné staršie jadrá zirkónov (590 až 530 Ma) poukazujú na recykláciu kôrového materiálu z felzických magmatitov panafrického orogénu severného okraja Gondwany. Biotitický tonalit typu I z Modry (Piesky) poskytol na datovanie typické „jednoaktové" magmatogénne zirkóny (bez starších restitových jadier) a bodové dáta indikujú vek kryštalizácie medzi 360 až 340 Ma s konkordantným vekom magmatického umiestnenia pred cca 347 Ma. Žily tonalitu modranského typu s kontaktno-metamorfnou aureolou v oblasti Stupov (areál bývalého antimonitového ložiska) pri Pezinku sa datovali metódou SHRIMP v intervale 352 až 343 Ma. Ojedinelé zirkóny indikujú recykláciu staroproterozoického kôrového prekurzora s vekom 2,0 až 1,8 Ga. Vek anatexných granitov typu S z Braniska dokumentujú okrajové zóny zirkónov s bodovými záznamami medzi 356 až 349 Ma s konkordantným vekom cca 351 Ma, pričom jadrá zirkónov odrážajú vek vzniku magmatogénneho prekurzora od 518 do 492 Ma, a s konkordantným fitom 495 Ma. Vek termálneho metamorfizmu gabra uzavretého v anatexných granitoch typu S Braniska je s nimi synchrónny (350 Ma, s variáciami bodových záznamov 358–339 Ma). Homogénne jadrá zirkónov však indikujú genézu tohto gabra pred 378 až 372 Ma s konkordiou 374 Ma. Vek vzniku gabra z Braniska je zhodný s enigmatickým termálnym záznamom v monazitoch z rulových a granitických hornín Braniska (Kohút et al., 2005), ale aj Považského Inovca (Kohút et al., 2007), ako aj bratislavského masívu (Uher et al., in print), pričom hlavný vek granitového magmatizmu z 290 monazitových bodových údajov (353 ± 2 Ma, Uher et al., in print) je zhodný s naším U-Pb (SHRIMP) datovaním z identických vzoriek.

Tonality typu I z typovej lokality (kameňolom Tlstý javor) pri Sihle sa metódou SHRIMP datovali na cca 350 Ma, čo je v zhode s vekom tonalitu od Hriňovej a tiež granitov veporského typu z oblasti Kráľovej hole, ktoré Gaab et al. (2005) metódou SHRIMP datovali podobne na 359–345 Ma. Tak sa novým U-Pb (SHRIMP) datovaním skupina vrchnokarbónskych granitoidov v západokarpatskom tatriku ani vo veporiku zatiaľ nepotvrdila.

Prácu podporila Agentúra na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy APVV 0557-06, 0279-07 a 0549-07.

P. UHER, M. PUTIŠ, M. ONDREJKA, M. KOHÚT a S. SERGEEV: **Postorogénne granity typu A v Západných Karpatoch – nové výsledky datovania zirkónu metódou SHRIMP**

Postorogénne granity typu A v Západných Karpatoch tvoria malé masívy intrudujúce do paleozoických metamorfovaných hornín. Pri predchádzajúcom štúdiu sa identifikovali hypersolvné až subsolvné granity až granitové

porfýry s geochemickými a mineralogickými charakteristikami typu A pri Turčoku (gemerikum), Hrončoku (veporikum), v pohorí Velence (transdanubikum, Maďarsko) a v podobe obliakov v upohlavských zlepencoch kriedového flyšu pieninského bradlového pásma (Uher a Gregor, 1992; Uher et al., 1994; Uher a Broska, 1996). Staršie izotopové Rb-Sr datovanie granitu Velence (Buda, 1985), U-Pb datovanie zirkónu granitov typu A z obliakov bradlového pásma (Uher a Pushkarev, 1994), ako aj U-Th-Pb datovanie monazitu hrončockého granitu pomocou elektrónovej mikroanalýzy potvrdilo permský vek ich kryštalizácie (Finger et al., 2002). V prípade klasického izotopového U-Pb datovania zirkónu z hrončockého granitu vyšiel dokonca spodnotriasový diskordantný vek spodného interceptu (Putiš et al., 2000).

Nové izotopové U-Pb datovania zirkónu metódou SHRIMP pri študovaných vzorkách granitu typu A Západných Karpát poskytlo tieto konkordantné veky (v miliónoch rokov): 282 ± 3 Velence; 267 ± 2 Hrončok; 264 ± 3 Upohlav a 262 ± 4 Turčok. V granite z pohoria Velence sa navyše identifikovali staršie zdedené jadrá zirkónov s vekom okolo 650 mil. rokov. Uvedené výsledky datovania zirkónu potvrdzujú posthercýnsky, permský vek solidifikácie a umiestnenia granitových intrúzií typu A v Západných Karpatoch.

Prácu podporila Agentúra na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy APVV-0557-06 a APVV-0279-07.

I. PETRÍK a I. BROSKA: **Nový výskyt lítiového granitu v západokarpatskom gemeriku (Vrchsúľová, oblasť Hnilca)**

Lítiový granit je v Západných Karpatoch známy hlavne z vrtov v Dlhej doline (Dianiška et al., 2002). Doteraz jeho jediný povrchový výskyt bol asi 3 km na SV od Dlhej doliny, kde vystupuje štok(?) granitového porfýru s Li sľudou, predmet nášho štúdia v posledných rokoch (Petrík et al., 2007a, b). V rámci štúdia lítiového gemerického granitu sme identifikovali ďalší doteraz neznámy výskyt Li granitu v oblasti Vrchsúľovej, asi 2 km na JZ od Hnilca. Na lokalite je strednozrnný muskovitický granit s protolítionitom. Hornina obsahuje 0,075 % Li_2O, čo je po Dlhej doline a Surovci najvyššia koncentrácia lítia. Horninotvorné minerály zastupuje undulózny kremeň, albit, pertitický idiomorfný K živec a hojný lupeňovitý muskovit (Li fengit). Typická svetlohnedá lítiová sľuda sa nachádza v lupeňoch muskovitu a textúrne sa prejavuje ako zatlačená mladším fengitickým muskovitom. Analýzy ukázali, že ide o *protolítionit* (Tischendorf et al., 1997). Identifikovaný akcesorický minerál je primárny *turmalín* v asociácii s Li sľudou, *zirkón*, ktorý sa prerastá s *xenotímom*, *Nb rutil*, *monazit* a *cheralit*. Zastúpený je aj neskorý drobný *apatit*.

V tesnej blízkosti protolítionitového granitu na Vrchsúľovej sa vyskytuje obdobný granit, ale bez Li sľudy. Identifikovali sme v ňom Fe-Al sľudu bez Mg, takmer čistý *siderofylit*. Sľudy z Vrchsúľovej sú spolu súčasťou trioktaédrickej Li-Fe série *siderofylit – protolítionit – zinnwaldit* veľmi podobnej Li sľude z granitu z masívu Nejdek – Eibenstock (západné Krušné hory). Táto kompozičná séria kontrastuje s Li sľudou zo suroveckého granitového porfýru, kde je sľuda zo série Li-Al so zložením medzi *Li fengitom* a *zinnwalditom*. Zloženie ideálneho protolítionitu je $K_2LiFe_4AlSi_6Al_2O_{20}(OH, F)_4$, ale reálne zloženie lepšie vystihuje vzorec $K_2LiFe_{2.5}Al_2Si_6Al_2O_{20}(OH_{2.7}F_{1.3})_4$ s vakanciami (0,5) v oktaédrickej vrstve a s vyšším obsahom Al. Odlišné zloženie lítiovej sľudy z Vrchsúľovej je výsledkom pomerne vysokého obsahu Fe_2O_{3tot} v tunajšom granite (1,21 %). Pre celkovo nízky obsah P_2O_5 (0,2 %) a CaO (0,22 %) nemohla vzniknúť bohatá suita fosfátov ako v oblasti Surovca, ale iba malé množstvo apatitu a monazitu. Vzťah granitu z Vrchsúľovej s lítiovou sľudou a siderofylitom ku granitu navŕtanému v Hnilci (HG-3) je predmetom ďalšieho štúdia.

Tento výskum bol financovaný z projektu APVT 13604.

M. DANIŠÍK, M. KOHÚT a Ľ. HRAŠKO: **Rochovský granit – zdroj geodynamických informácií v Západných Karpatoch**

Vývoj Vnútorných Západných Karpát v alpínskom orogéne je v odborných periodikách stále predmetom mnohých diskusií. Rad publikovaných koncepcií vychádza z interpretovaných dát publikovaných v práci Kováča et al. (1994), v ktorej autori na základe stratigrafických, paleomagnetických a geochronologických zistení, ako aj stôp po štiepení U (*fission tracks*) z apatitov a zirkónov pochádzajúcich z hornín kryštalinika tatrika, veporika a gemerika dedukovali, že gemerikum a veporikum boli exhumované a vychladli pri teplote pod 60 °C, a to ako výsledok posteoalpínskeho odstrešenia vo vrchnej kriede až spodnom paleogéne (90–55 Ma). Od tých čias sa jednotlivé časti Vnútorných Západných Karpát správali ako individuálne bloky, ktoré už vo zvyšnom období kenozoika neboli výrazne termálne ovplyvnené (Kováč et al., l. c.). Väčšina z týchto postulátov vychádzala z AFT a ZFT vekov, ktoré stanovil Kráľ (1977) a Kráľ (in Kováč et al., 1994) a interpretovali sa ako „vek vychladnutia“ *(cooling age)*, aj keď dĺžku stôp potrebnú na správnu interpretáciu autor(i) neudávali. Prítomnosť zvyškov centrálnokarpatského paleogénu, ako aj existencia areálového neogénneho magmatizmu/vulkanizmu pod centrálnou časťou Západných Karpát predstave o neovplyvnení termálneho vývoja blokov kryštalinika (veporika aj gemerika) v období mladšom ako 55 Ma odporujú. V ostatnom období sa zaznamenali prejavy miocénneho prehriatia rozličných oblastí kryštalinika Západných Karpát (Danišík et al., 2004, 2005, 2008), podobne aj Východných Álp (Dunkl a Frisch, 2002).

Náš príspevok sa zaoberá termochronologickými dátami AFT a (U-Th)/He údajmi z apatitov (AHe) získanými z rochovského granitu. Tento granit ako jediný známy prejav kriedového granitického magmatizmu v Západných Karpatoch typovej charakteristiky I/A (Hraško et al., 1998) tvorí podpovrchovú intrúziu na rozhraní veporika a gemerika. Jeho kriedový vek U-Pb datovaním zirkónov sa v ostatnom období stanovil na 82 ± 2 Ma (Hraško et al., 1999), 76,5 ± 1,1

Ma (Poller et al., 2001), resp. Re-Os datovaním molybdenitov (80 Ma Stein et al., in review). Tri vzorky granitu, ktoré sme študovali, pochádzali z vrtu KD-3 a RO-6, pričom rozdiel v hĺbke vzoriek bol takmer 1150 m. Tri vzorky vykazujú miocénny AFT vek medzi 17,5 ± 1,1 a 12,9 ± 0,9 Ma a z každej z nich sa analyzovali (U-Th)/He pomery zo štyroch z piatich zŕn, ktoré dávali priemerný AHe vek 12,9 ± 1,9 až 11,3 ± 0,8 Ma. Termálne modelovanie s použitím programu HeFTy (Ketcham, 2005) potvrdilo, že rochovský granit bol po vychladnutí prehriaty nad 60 °C v období medzi 17 až 8 Ma. Takúto miocénnu udalosť mohlo vyvolať a) rýchle strednomiocénne pochovanie horninových komplexov pod sedimenty hrubé minimálne 1,5 km a ich nasledujúce oderodovanie, b) výrazná zmena termálneho režimu, c) kombinácia obidvoch spomenutých možností. Keďže táto termálna udalosť bola súveká s výrazným miocénnym vulkanizmom v karpatsko-panónskej oblasti vyvolaným vyklenutím plášťa, preferujeme druhú možnosť vzniku termálneho záznamu na študovaných apatitoch rochovského granitu, čo je v zhode s geodynamickým vývojom na východnom okraji Álp a severnom okraji panónskeho bazéna.

Viac o použitej metodike a výsledkoch možno nájsť v práci M. Daniška et al. (2008) *Apatite fission track and (U-Th)/He thermochronology of the Rochovce granite (Slovakia) – implications for the thermal evolution of the Western Carpathian-Pannonian region. Swiss J. Geosci., DOI 10.1007/s00015-008-1279-8.*

2. časť – Part 2

Geologická stavba a tektonometamorfný vývoj Západných Karpát

Geological setting and tectonometamorphic evolution of Western Carpathians

M. MICHÁLEK and M. PUTIŠ: **P-T-d paths of metabasites and hosting Neoproterozoic orthogneisses in the North-Veporic basement (central Western Carpathians)**

Eclogitic metabasite lenses (Janák et al., 2007), often with macroscopically visible symplectitic structures, preserving a). Grt-Omp-Rt/Ilm/Ttn-Am1-Bt1 mineral assemblage, can be found in Neoproterozoic Ky-Grt-Pl-Kfs-Bt-Ms partially melted orthogneisses and Ky-Grt gneisses, associated with metaultramafics and Ordovician Grt-Pl-Kfs-Bt-Ms orthogneisses within hosting Neoproterozoic micaschists to Grt gneisses, overlain with Cambrian-Ordovician layered amphibolites and Lower Carboniferous Sihla type tonalites (Putiš et al., 2006, 2008a, b). The mentioned sequence of the North-Veporic basement (N of Heľpa village) in the central Western Carpathians was dated by the U-Pb SHRIMP method on zircon. In the next part we describe the microstructures and mineral assemblages of eclogitic metabasites and hosting Ky-Grt orthogneisses, as well as the results of geothermobarometry.

A prograde D1 burial metamorphic trend can be deduced from more internal inclusions of Bt1 and Prg-Hbl1, and more external inclusions of Cpx1-Jd_{31} and Rt, in garnet. Decomposition of primary phases of the D1 stage was caused by exhumation. Apart from the inclusions within garnet, all the primary omphacite (Cpx1-Omp) was replaced by a symplectite of clinopyroxene (Cpx2) and plagioclase due to a more or less constant temperature of 560–600 °C (Krogh Ravna, 2000) and a pressure decrease to 6–7 kbar (Powel and Holland, 1988; Eckert et al., 1991) during the D2 stage. The D3 stage is represented by more internal coronary structures of Pl, and a more external Am2-Pl ± Bt2 symplectite around Grt. Recrystallization of Rt into Ilm and Ttn is characteristic too. Crystallization of Bt2 points to continuing P-T decrease in amphibolite facies, may be at the expense of inferred Phg, which was detected by Janák et al. (2007).

Temperature of D1 was calculated from the Grt–Cpx1 pair. The mean values are 675 ± 11 °C (Ellis and Green, 1979), 655 ± 11 °C (Powell, 1985), 634 ± 12 °C (Krogh, 1988) and 582 ± 23 °C (Krogh Ravna, 2000). The maximum temperature close to pressure peak of metamorphism (D1) may be considered to be 600–650 °C (636 ± 40 °C is the mean value of the Grt–Cpx thermometers used). According to Jd_{31} isopleth of Omp at 600 °C (Holland, 1980) the P value is 12 kbar. So, if Phg is not considered in geobarometric calculation, the maximum pressure (D1) may be regarded to be about 11–12 kbar. A metabasite from the same area was examined by Janák et al. (2007). Identified Phg in metamorphic matrix was considered to be a part of a peak metamorphic assemblage with Grt and Cpx1 (Omp). Beside Grt–Cpx thermometer (Krogh Ravna, 2000) we used a geobarometer utilizing mineral reaction of Ravna and Terry (2004):

3 celadonite + 2 grossular + pyrope = 6 diopside + 2 muscovite

To calculate the maximum pressure conditions, an Omp with the highest Jd content, a Grt with the maximum (agrs^*apx) and Phg with the highest Si content were used. However, Phg analysis was taken up from Janák et al. (2007). Intercept of Grt–Cpx geothermometer and Grt–Cpx–Phg geobarometer gives, with attention to mentioned criteria, values for maximum P-T condition of 21 kbar at 621 °C.

The hosting orthogneiss, into which the eclogitized metabasite lens was exhumed, reflects the conditions of the MT/MP metamorphism with a Ky-Grt-Rt-Fsp-Phg paragenesis. A maximum pressure of 7–8 kbar (Koziol and Newton, 1988) at a temperature of 560–600 °C (Kleeman and Reinhardt, 1994) can be inferred for the pre-Alpine tectonometamorphic evolution. The subsequent mylonitic orthogneiss structure is of a middle temperature, with plastic feldspar behaviour and their dynamic recrystallization, as well as higher-temperature forms of quartz ribbons. Reconstructed conditions of the metabasite lens in the orthogneiss are classified as a part of the pre-Alpine evolution based on calculated as well as developed higher-temperature deformational structures in the investigated samples in comparison with low-temperature Alpine blastomylonitic structures, the latter demonstrating rheological activities of quartz, not of feldspars, at temperatures below 500 °C.

Acknowledgement. This work was supported by APVV 0279-07 grant.

M. KOVÁČIK: **Geologická stavba a metamorfóza vulkanickosedimentárneho pásma na severovýchodnom úpätí Kráľovej hole**

Nízkometamorfované horninové pásmo prebiehajúce smerom JZ–SV (približne od kóty Tri kopce, 1506 m, až do blízkosti Hranovnického plesa), ktoré sa o. i. vyznačuje polohami metabázických hornín, nemá ustálené tektonické zaradenie. Pásmom širokým 1–3 km sa prvý systematicky zaoberal Kettner (1937), ktorý fylitické – metabázické horniny a „porfyroidy" považoval za súčasť diaftorizovaného kryštalinika. Prevažujúce metapieskovce medzi úzkym pásmom týchto hornín a vápencovou masou Stratenskej hornatiny hodnotil v oblasti na SZ od Vernára ako karbónske a permské („verfénske") vrstvy chočského („poludnického") príkrovu. Nasledujúce práce (Pouba, 1953; Biely, 1956; Zoubek, 1957; Kubíny, 1959, a i.) sa stali súčasťou publikovanej geologickej mapy Klinca (1976) alebo Fusána et al. (1963), v ktorej sa severná časť predmetného pásma chápe ako nasunutý karbón (dobšinský) a južná ako tufy permských kremitých porfýrov veporika. Neskôr sa palynologickým výskumom stanovil devónsky vek týchto hornín označených podľa kóty 1545,3 ako komplex Prednej hole (Bajaník et al., 1979). Za jeho podložie sa považoval granitoidný kráľovohoľský komplex a za nadložie föderatské mezozoikum (Bajaník et al., l. c.; Biely et al., 1992). Vo vyjadrení Madarása a Ivaničku (in Mello et al., 2000) bol prednohoľský komplex redefinovaný ako vrchnokarbónske slatvinské súvrstvie, pôvodne vyčlenené na J kohútskeho pásma (Vozárová a Vozár, 1982).

Na základe terénneho a petrografického štúdia možno „prednohoľský" vulkanickosedimentárny komplex začleniť do vrchného karbónu hronika z nasledujúcich dôvodov:

• Horninová asociácia, tradične pokladaná za karbón hronika (tmavé pieskovce, konglomeráty, „chočský diorit" ...), tiež nesie lokálnu deformáciu, niekedy rekryštalizáciu, ale predovšetkým je litologicky nápadne príbuzná so skúmaným súborom hornín.

• Predmetné metabázické horniny spolu s asociujúcimi klastickými metasedimentmi majú v zónach maximálnej deformácie identický štruktúrny a metamorfný záznam ako veporické obalové jednotky (čo zároveň spochybňuje predpoklady o ich staropaleozoickom pôvode).

• Lokálnu tvorbu epidotu, chloritu a aktinolitu v skúmaných bázických horninách hronika možno najskôr vysvetliť situovaním týchto hornín v blízkosti pohorelskej strižnej zóny.

• Metamorfózu bázického protolitu za vzniku aktinolitu (v chloritických bridliciach aj v „chočskom" diorite) možno prirovnať k alpínskym premenám hercýnskych amfibolov vo veporickom kryštaliniku.

• Veporické mezozoikum – kremence (lok. perm) – so zvyškami karbonátov vystupuje ako tektonické okno v podloží „prednohoľského komplexu" – v našom chápaní hronického karbónu.

• Nie je vylúčené, že sa zložitá ponorená vrása v jv. doméne veľkobockého mezozoika v zóne Prostredný vrch (1442) – Človečia hlava (1269) vytvorila v čelných častiach násunu hronika a neskôr prešla do transpresnej zóny stotožňovanej s fenoménom „pohorelská línia".

• V štruktúrnom pretvorení skúmaného pásma má rozhodujúcu úlohu pohorelský strižný systém, viac-menej synchrónny s hlavnou fázou alpínskeho tektonometamorfného prepracovania veporika; deformácia sa prejavuje strižnovrásovými štruktúrami – zvyšovanie intenzity vedie k uzatváraniu až k prerušeniu zámkov vrás, vzniku foliačných rovín a subhorizontálnej lineácie (štádium AD1).

• Obalové kremence, ako aj metabázické horniny v pohorelskej zóne často vystupujú vo vztýčenej pozícii vedľa seba, čo zrejme spôsobila ich vyššia reologická odolnosť v porovnaní s ostatnými (meta)sedimentmi; zároveň je možné, že subvertikálna „preparácia" lepšie odhalila najspodnejšie elementy (vulkanizmus) karbónu hronika.

• V rámci nízkometamorfovaných zelených bridlíc (primárne ide väčšinou o bázický tuf) sa zistili alterované drobné telesá amfibolických dacitov či albit andezitov („keratofýry"), ale významnejšie rozšírenie kyslých vulkanitov či porfyroidov sa nepodarilo potvrdiť.

Práca čerpala prostriedky z projektu MŽP SR 1606 Aktualizácia geologickej stavby problémových území Slovenskej republiky v mierke 1 : 50 000.

A. VOZÁROVÁ, K. ŠARINOVÁ, D. LAURINC, N. RODIONOV, I. PADERIN a E. LEPEKHINA: **Proveniencia paleozoických metapieskovcov južného gemerika na základe U-Pb datovania detritických zirkónov *in situ***

V práci sú výsledky štúdia proveniencie mladopaleozoických metapieskovcov južného gemerika na základe U-Pb datovania *in situ* (SHRIMP) zirkónových vekov. Ide o súbor 86 zirkónových vekov (55 údajov je z metapieskovcov gelnickej skupiny – 15 z vlachovského, 15 z bystropotockého a 16 z drnavského súvrstvia – a zo štóskeho súvrstvia (9 údajov) a spolu 31 zirkónových vekov z metapieskovcov mladopaleozoického obalu južného gemerika – 15 údajov z rožňavského a 16 zo štítnického súvrstvia. Pri analýze detritických zŕn zirkónov sa kládol dôraz predovšetkým na výber dobre opracovaných klastických zŕn, a to hlavne v staropaleozoických metapieskovcoch tak, aby sa získali veky kontinentálnej kôry v zdrojovej oblasti, lebo vek magmatických zirkónov zo synsedimentárnych kyslých metavulkanitov sa datoval už v predchádzajúcom období (Vozárová et al., v tlači).

Cieľom datovania bolo získať údaje o veku zdrojových oblastí a tým prispieť k interpretácii geodynamického vývoja južného gemerika. Vo všetkých troch súvrstviach gelnickej skupiny sa medzi detritickými zirkónmi zistili prekambrické veky. Z toho dominantná skupina zodpovedá neoproterozoiku (Ediakaran-Cryogenian), v rozsahu *in situ* U-Pb zirkónových vekov medzi 591 až 807 mil. rokov. Len sporadicky sa v rámci opracovaných detritických zŕn zaznamenali staropaleozoické veky korešpondujúce s vekom synsedimentárneho vulkanizmu (bystropotocké súvrstvie). Menšiu skupinu predstavujú neo/mezoproterozoické veky v rozsahu 940–1373 mil. rokov. Najstaršie zirkónové veky sú paleoproterozoické, a to v rozsahu 1,9 až 2,5 miliardy rokov.

V metapieskovcoch štóskeho súvrstvia sa v detritických zrnách zistili zirkónové veky v tom istom rozsahu ako v metapieskovcoch gelnickej skupiny, v jednom zrne dokonca neoarchaický vek 2,6 miliardy rokov.

V bazálnej časti mladopaleozoického obalu (metapieskovce rožňavského súvrstvia) kopíruje rozptyl zirkónových vekov údaje z podložnej gelnickej skupiny, pričom dominantná časť je veku Ediacaran-Cryogenian s menším množstvom mezoproterozoických a paleoproterozoických vekov. Vrchná časť metapieskovcov permského obalu obsahuje v detritických zrnách jednak zdedené neoproterozoické a mezo/paleozoické, ale tiež už aj kambro-ordovické a spodno/vrchnokarbónske zirkónové veky.

Práca bola financovaná z projektu APVV-0438-06.

I. KOHÚTOVÁ, D. GREGOROVÁ a M. KOHÚT: **Štruktúra Veľkej a Malej Bane (kryštalinikum Malých Karpát) vo svetle nových poznatkov**

Naším cieľom bolo detailné geologické mapovanie a interpretácia orientovaných štruktúrnych dát z oblasti Veľkej a Malej Bane na SZ od časti Rača v rámci katastra Veľkej Bratislavy. Najstaršie geologické poznatky z tohto územia sú v prácach Richarza (1908) a Toborffyho (1916, 1918). Ich petrografické opisy hornín kryštalinika objasnili podobnosť kryštalinika Malých Karpát s pohorím Leitha a Rosalien, ako aj Považským Inovcom. Koutek a Zoubek (1936) zobrazili viac blokov amfibolitov študovanej oblasti ako utopené kryhy starších metamorfitov v granitoch. Cambel in Buday et al. (1962, 1963) podobne zobrazili amfibolity oblasti ako neasimilované rigidné utopené kryhy metamorfitov. Neskôr Cambel (in Maheľ, 1972) v detailnejšej mape zobrazil telesá amfibolitov (metamorfovaných bázických tufitov) študovanej oblasti Veľkej a Malej Bane ako pohltené xenolity metamorfitov v granitovej tavenine bratislavského granitového masívu (BGM) a identifikovali tam metamorfnú foliáciu smeru SV–JZ so sklonom na SZ.

Pri terénnom výskume sme zistili, že sa na stavbe metamorfného komplexu Veľkej a Malej Bane okrem tmavosivočiernych aktinoliticko-epidotických amfibolitov zúčastňuje aj biotitická metadroba a ojedinele aj grafitické bridlice. Amfibolitické horniny v zhode so staršími názormi majú väčšinou charakter metamorfovaného vulkanitického tufu a tufitu. Na sz. hrebeni Veľkej Bane sú časté malé, „zubovité“ odkryvy v tmavosivých amfibolitických horninách, ktoré nenápadne vystupujú spod kvartéru na plochom hrebeni. Viac-menej izolované odkryvy mali však zhodný priebeh metamorfnej foliácie (s_1) smeru SZ–JV, paralelný so smerom hrebeňa, aj keď metamorfná foliácia vykazovala sklon na JZ alebo SV. Okrem metamorfnej foliácie (s_1) sme v študovaných amfibolitických horninách pozorovali aj priečny systém naloženej tektonickodeformačnej foliácie (s_2 = puklinovej bridličnatosti – kliváže). Pre tieto horniny je v predmetnej oblasti v podstate charakteristické zachovanie dvoch generácií foliácií. Na niektorých miestach bolo možno ojedinele sledovať ešte pôvodné vulkanickosedimentárne textúry aj s plochami sedimentárnej vrstvovitosti (s_0). Po metamorfóze sa tieto plochy pôvodnej inhomogenity väčšinou pretransformovali na plochy metamorfnej foliácie (s_1), pričom predpokladáme, že $s_0 = s_1$. Hlavné smery a sklony plôch puklinovej bridličnatosti okolitých granitoidov sú miestami zhodné s puklinovou bridličnatosťou amfibolitov (s_2). Z tektonogramov metamorfnej foliácie amfibolitov je zrejmé, že má charakter zvrásneného komplexu s generálnym smerom plôch metamorfnej foliácie SZ–JV, s maximálnym sklonom metamorfnej foliácie cca 50° na SV a JZ. Ojedinelé merania metamorfnej lineácie indikujú, že takto zvrásnený komplex amfibolitov upadá na SSZ pod stredným uhlom (343/44°). Metamorfná foliácia amfibolitických hornín je paralelná s priebehom hrebeňov Veľkej a Malej Bane. Pre študované územie je charakteristický vývoj typickej dvojklivážovej stavby, keď staršiu foliáciu – metamorfnú bridličnatosť fixuje intrúzia granitovej taveniny, a teda je predgranitová (vrchnodevónskeho až spodnokarbónskeho veku). Mladšia, naložená kliváž – puklinová bridličnatosť – je vyvinutá ako v amfibolitických, tak aj v okolitých granitických horninách. V amfibolitoch má generálny priebeh SV–JZ so sklonom na SZ a JV, kým v okolitých granitoidoch hlavný systém puklinovej kliváže má smer VSV–ZJZ so sklonom na SSZ pod stredným uhlom, ako sa pozoroval približne paralelný systém kliváže (SV–JZ) s opačným smerom sklonu na JV pod plytším uhlom (cca 37°). Okrem toho sme v teréne pozorovali aj priečne systémy puklinovej bridličnatosti granitoidov so smerom plôch puklinovej kliváže SZ–JV a so sklonom na JZ, ako aj na SV pod stredným uhlom. Terénne štruktúrne merania

sme potom verifikovali aj meraním anizotropie magnetickej susceptibility (AMS) z orientovaných vzoriek na mostíku KLY-3S. Na základe toho sa dá konštatovať, že magnetická foliácia metamorfitov je zhodná s metamorfnou (s_1), kým v granitických horninách je magnetická foliácia zhodná s vývojom puklinovej kliváže (s_2).

Záverom konštatujeme, že metamorfná foliácia amfibolitických hornín (s_1) nie je paralelná s okrajom BGM (SV–JZ), ale naopak má priečny charakter smeru SZ–JV a je zhodná s priebehom metamorfnej foliácie v pezinsko-perneckom kryštaliniku. Naložený systém puklinovej kliváže amfibolitov (s_2) je zhodný s dominantným smerom puklinovej bridličnatosti okolitých granitických hornín a pravdepodobne vznikol v kriedovom období pri násune bratislavského príkrovu, hoci nevylučujeme ani ich starší vznik v subsolidovom stave pri finálnej etape umiestňovania BGM.

Výsledky vznikli vďaka finančnému príspevku z grantu APVV 549-07. Prvý autor (I. K.) ďakuje doc. RNDr. Františkovi Markovi, CSc., za všestrannú pomoc a vedenie diplomovej práce.

P. KODĚRA, J. LEXA, F. BAKOS, A. BIROŇ a A. E. FALLICK: **Alterácie, mineralogické pomery a genéza Au porfýrového ložiska Biely vrch pri Detve (Javorie)**

V centrálnej zóne neogénneho stratovulkánu Javorie je niekoľko hydrotermálnych centier. Ložisko Biely vrch reprezentuje jedno z nich v sv. časti centrálnej zóny a viaže sa na materskú intrúziu dioritového až andezitového porfýru, umiestnenú v amfibolicko-pyroxenických andezitoch komplexu Starej huty. Ložisko objavila firma EMED Mining Slovakia a patrí medzi ložiská Au porfýrového typu. Zdroje ložiska sa odhadujú na asi 50 mil. t rudy s obsahom 0,2 až 1,9 g/t Au, s dosahom do hĺbky najmenej 380 m. Ložisko sa mnohými vlastnosťami podobá klasickým Au porfýrovým systémom v oblasti Maricunga (S Čile, Muntean et al., 2001), a to aj najnižším pomerom Cu/Au spomedzi všetkých typov porfýrových ložísk (< 0,04 % Cu/ppm Au).

Intrúzia aj okolité andezity intenzívne postihli premeny. Dominuje medzi nimi premena typu strednej argilizácie, ktorú reprezentuje I-S, illit, chlorit a pyrit ± (apatit, rutil a epidot). Rozličnou intenzitou zatláča staršiu vyššieteplotnú K silikátovú premenu (K živec, biotit a magnetit/pyrotit) a v hlbších častiach systému Ca-Na silikátovú premenu (intermediárny až bázický plagioklas, aktinolit). Propylitická/chloritická premena (smektit, CS/corrensit, chlorit, kremeň, pyrit) reprezentuje vonkajšiu zónu systému. Zóny pokročilej argilizácie (pyrofylit, dickit, kaolinit, porézny kremeň ± pyrit, alunit, dumortierit) patria do najmladšieho štádia premien a sú výsledkom lúhovania hornín kyslými fluidami.

Na ložisku je viac generácií žiliek. Najstaršie sú tzv. žilky typu A (biotit – magnetit – kremeň ± K živec, spinel), ktoré asociujú s K silikátovou premenou. Najbežnejšie sú mladšie kremenné žilky, pričom sa zistili aspoň tri rozličné generácie. Niektoré z nich majú charakteristickú páskovanú textúru ako výsledok vysokého obsahu plynných fluidných inklúzií a drobných zŕn magnetitu (± chalkopyrit a pyrit). Ľadvinovité štruktúry kontinuitne prechádzajú cez zrná kremeňa, čo indikuje rekryštalizáciu z gélovitej SiO_2 hmoty. Centrálnu časť niektorých žiliek vypĺňa pyrit a chalkopyrit (± magnetit, markazit, galenit, sfalerit). Tieto rudné minerály sa vyskytujú aj na samostatných žilkách a patria k premene typu strednej argilizácie. Žilky s ílovými minerálmi strednej argilizácie (illit, I-S, chlorit ± epidot, apatit, rutil, pyrit, magnetit, chalkopyrit a sfalerit) sú hojné a pretínajú kremenné žilky. Mladšie kaolinitovo-pyrofylitové žilky (± dickit, pyrit a rutil) sa vyskytujú len v miestach postihnutých pokročilou argilizáciou. Karbonátovo-zeolitové žilky (± epidot a markazit) sú mladšie ako ílové žilky strednej argilizácie a sú pravdepodobne staršie alebo súčasné s pokročilou argilizáciou. Na mladých puklinkách sa v podobe tenkého povlaku zriedka vyskytuje aj molybdenit. Zrnká zlata sa zvyčajne vyskytujú v okolí kremenných žiliek v premenenej hornine s ílovými minerálmi (illit, I-S), chloritom a K-živcom. Sú veľké 2–15, zriedka až do 40 μm a obsahujú 3–7 hm % Ag a stopy Hg a Cu.

Štúdiom fluidných inklúzií v kremenných žilkách sa zistila prítomnosť hojných monofázových plynných inklúzií (99 %) a zriedkavých (~1 %) plynno-kvapalných, väčšinou sekundárnych inklúzií. Mikrotermometrické merania ukázali priemernú salinitu plynno-kvapalných uzavrenín 1–5 hm %, zriedka až do 30 hm % NaCl ekv. a homogenizačná teplota spravidla dosahovala 220–260 °C. Ich pôvod sa interpretuje ako výsledok kondenzácie pary nízkej hustoty reprezentovanej hojnými plynnými inklúziami. Štúdium stabilných izotopov O a H ílových minerálov a alunitu ukázalo magmatický pôvod fluíd zodpovedných za pokročilú argilizáciu a zmiešaný magmaticko-meteorický alebo modifikovaný meteorický (reekvilibrovaný s horninami) za strednú argilizáciu. Prevažne magmatický pôvod možno interpretovať z izotopov O žilníkových kremeňov, ktoré mali len úzky rozsah $\delta^{18}O$ (9,2–10,1 ‰; len kremenno-karbonátová žilka 12,4 ‰). Izotopové zloženie indikuje izotopovú rovnováhu s parou magmatického pôvodu pri 250–450 °C. Kryštalizáciu kremeňa z gélovitej SiO_2 hmoty pravdepodobne spôsobila dekompresia fluíd v dôsledku plytkého umiestnenia intrúzie a/alebo dynamického zníženia paleopovrchu, čo spôsobilo aj destabilizáciu Au komplexov.

Práca vznikla za podpory firmy EMED Mining Slovakia a VEGA grantu 1/0311/08.

L. ŠIMON: **Faciálne sukcesie sarmatského ryodacitového vulkanizmu Poľany**

Produkty sarmatského ryodacitového vulkanizmu majú charakter explozívno-efuzívnej aktivity. Vystupujú v oblasti erozívnej kaldery a na svahoch Poľany. Uloženiny sú nesúvisle a diskordantne rozšírené na predvulkanickom podloží a na starších denudovaných vulkanitoch na sz. okraji pohoria pri Strelníkoch, v pásme od Zvolena po Bečov, ako aj na južnom okraji pohoria v okolí Skliarova. Ich celková hrúbka je asi 1200 m.

Vyčlenili sme nasledujúce sukcesie ryodacitového vulkanizmu:

1. *strelnícke pyroklastiká*, charakteristické striedaním autochtónnych pyroklastických hornín s výskytom v okolí Strelník,

2. *sliačske vulkanoklastiká*, charakteristické striedaním redeponovaných vulkanoklastík s epiklastickými vulkanickými horninami v okolí Sliača,

3. *skliarovské epiklastiká*, charakteristické striedaním epiklastík s ojedinelými polohami pyroklastík v okolí Skliarova,

4. *hučavské freatopyroklastiká*, charakteristické striedaním jemnozrnných freatopyroklastických hornín vyskytujúce sa v závere Hučavského potoka,

5. *bobrovské ryodacitové telesá*, charakteristické výskytom telies lávových prúdov, vulkanických dómov, intrúzií a dajok v okolí Kysliniek.

Strelnícke pyroklastiká sú reprezentované autochtónnymi pyroklastikami, pyroklastickými prúdmi, redeponovaným a pemzovým tufom a autochtónne tufom a pemzovým tufom. Vrstvy sú hrubé od niekoľkých cm až do 30 m. Pyroklastiká sú svetlosivé, sivohnedasté alebo tmavosivé. Matrix je pemzový alebo pemzovotufový a tvoria ho výrastlice biotitu, kremeňa, plagioklasu, ojedinele granátu, pemza a vulkanické sklo. Fragmenty sú zastúpené v množstve do 10 %, veľké do 5 cm a tvorí ich pemza, ryodacit, andezit a nevulkanický materiál. Pyroklastické prúdy sú svetlosivé, zložené hlavne zo svetlého dominantného matrixu, pre ktorý je charakteristická štruktúra bez znakov stratifikácie a opracovania materiálu s hrúbkou prúdov do 40 m. Redeponovaný pemzový tuf je reprezentovaný hrubozrnným až jemnozrnným tufom rozličnej zrnitosti s hrúbkou od niekoľkých cm až do 60 m. Vo vrstvách sú nepravidelne usporiadané úlomky ryodacitu, vulkanického skla, andezitu a nevulkanického materiálu angulárneho a subangulárneho tvaru veľké do 5 cm. Svetlosivý matrix je tufovopiesčitý.

Sliačske vulkanoklastiká sú reprezentované pyroklastikami s polohami epiklastického vulkanického pieskovca, konglomerátov, siltovca a ílovca. Vystupujú hlavne pri Sliači v okolí Zvolena. Tvoria vrstvovité polohy, ktoré sa navzájom striedajú, alebo šošovkovité polohy. Vrstvy sú hrubé od niekoľkých cm až do 120 m. Polohy majú svetlosivé až tmavosivé sfarbenie. Tuf má pemzovotufový hnedosivý a svetlosivý matrix a obsahuje pemzu veľkú do 3 mm a fragmenty ryodacitov a ryolitov. Konglomeráty tvoria polohy hrubé do 25 m a šošovky až do 2 m. Siltovec je sivý až svetlosivý, často s vysokým obsahom ílovitej prímesi. Sivozelenkastý ílovec tvorí jemnolaminované polohy. Pieskovec je hrubozrnný, masívny, alebo má planárne a šikmé zvrstvenie. Charakteristický preň je obsah pemzy, andezitu, ryodacitu a vulkanického skla veľkého do 2 mm.

Skliarovské epiklastiká vystupujú pri Skliarove a tvoria ich hlavne striedajúce sa vrstvy epiklastických hornín s ojedinelými polohami pyroklastických hornín. Súvrstvie je hrubé do 100 m. Pre epiklastiká je charakteristické mnohonásobné striedanie polôh rozličnej zrnitosti, a to od epiklastického siltovca a pieskovca až po brekciu a konglomeráty. V hrubších polohách brekcie a konglomerátov sú zastúpené úlomky ryodacitov, pyroxenických a pyroxenicko-andezitových andezitov a miestami sa vyskytuje aj nevulkanický materiál. Matrix je piesčitý alebo tufovopiesčitý. Brekcia má chaotické zvrstvenie s fragmentmi a obliakmi angulárneho až suboválneho tvaru. V konglomerátoch prevláda opracovaný materiál oválneho tvaru. Súvrstvie ojedinele prerušujú polohy pyroklastických prúdov, pemzového a redeponovaného pemzového tufu.

Hučavské freatopyroklastiká sa vyskytujú v závere Hučavského potoka pri Kyslinkách. Sú svetlosivé, jemnozrnné až hrubozrnné a lokálne zvrstvené. Okrem ryodacitového materiálu sú v nich aj úlomky andezitu a nevulkanického materiálu. Tvorí ich drobný materiál s veľkosťou do 3 cm, ale ojedinele aj úlomky veľké do 10 cm. Fragmenty majú sférický, angulárny až subangulárny tvar. Matrix je tufový až tufovosklovitý. Uloženie je chaotické, lokálne s náznakmi triedenia a zvrstvenia.

Bobrovské telesá ryodacitov sa vyskytujú v okolí Kysliniek. Sú to telesá lávových prúdov, vulkanických dómov, intrúzií a dajok. Majú blokovú, doskovitú, nepravidelnú alebo fluidálnu odlučnosť. Tvorí ich sivočierny, sivastý, sivozelený, sivohnedý alebo svetlý ryodacit. Z petrografického hľadiska evidujeme biotiticko-amfibolicko-hyperstenický ryodacit s ojedinelým granátom a biotiticko-amfibolicko-hyperstenický ryodacitový porfýr s ojedinelým granátov. Telesá sú postihnuté premenami.

J. VOZÁR, M. BIELIK, A. GUTERCH, M. GRAD, K. CSICSAY, J. HLADKÝ, Z. ALASONATI TASAROVÁ and CELEBRATION 2000 Working Group: **Dominant structures of Inner Western Carpathians: A tectonic model based on seismic and gravity data of CELEBRATION transect CEL-05**

Profile CEL05 is important for tectonic relationships between the Carpathian-Pannonian region and the East European Craton. This region is a part of very complex collisional environment between the EU and ADRIA plates. The identification and determination of the extent of these terranes is controversial, because they have been subducted/obducted, and/or translated during subsequent events. The studies of the Carpathian-Pannonian region have interpreted it to consist of the Alpine-Carpathian-Pannonian (ALCAPA) and TISIA-DACIA, mutually separated by the Mid-Hungarian line. The southern part of profile CEL05 primarily crosses the ALCAPA that extends up to the Pieniny Klippen belt (PKB), which represents the tectonic boundary between Inner (IC) and Outer (OC) Carpathian units. First 250 km of the profile lies in the Pannonian basin where the crust is thin (~25 km), and our velocity model indicates the area being covered by 2–3 km of Tertiary sedimentary strata, which is in agreement with estimates based on drilling and seismic data. The portions of the Pannonian basin and the Carpathians traversed by the profile CEL05 have been divided into the following structural units: 1. the Tisia block south of the Mid-Hungarian line; 2. central unit consisting of the Pelso structural block and the Alpine-type nappe structures of the IC; 3. northern unit consisting of the OC and their foredeep north of the PKB. The bottom

of the nappe structures is probably coincident with the bottom of the second crustal layer. More to the south in the Bükk Mts. the lens of higher velocity rocks (6.45 km/s) can be connected with the occurrence of subvolcanic bodies associated with the Mátra volcano. Just north of this is probably linked with the Diósjenő line and reflects the internal structure of the Inner Carpathian (IC) units. The northern boundary of the IC is delimited by the PKB, which is a prominent regional shear zone that dips southward at 35–40° and has also experienced left-lateral displacement. The PKB can be traced to a depth of 12 km as a narrow belt of low velocities. The continuation of the PKB can be interpreted to be approximately parallel to the 6.05 km/s velocity isoline within the second layer and reaches the boundary between second and third layers at a depth of ~20 km. The PKB has been interpreted to be related to a southward dipping suture zone. There is no indication of south dipping interfaces below a depth of ~20 km, but the detachment could be nearly horizontal beginning at this depth. The seismic and gravity modeling indicates significant structure of PKB, which represents the surface boundary between the Outer and IC, but in the depth the boundary between the EU platform and ALCAPA as well. In the IC there can be clearly observed the anomalous seismic and gravity body – the Alpine granitoids. Darnó line represents significant density boundary between Gemericum and Bükkicum.

Acknowledgement. Research was sponsored by grants VEGA No. 1/3066/27.

3. časť – Part 3

Environmentálna geológia

Environmental geology

Ľ. TUČEK, K. ČECHOVSKÁ, J. DERCO, Ľ. KUCHARIČ, M. RADVANEC a Z. NÉMETH: **Minerálna sekvestrácia – účinný a efektívny spôsob zneškodňovania priemyselného CO_2**

Sekvestrácia CO_2 sa definuje ako zachytávanie, ukladanie a skladovanie CO_2. Môže prebiehať fyzikálnou (napr. geologickým skladovaním), chemickou (napr. minerálnou karbonatizáciou) a biologickou cestou (napr. zalesňovaním – fotosyntéza chlorofylu zelených častí rastlín s CO_2).

Sekvestrácia CO_2 minerálnou karbonatizáciou je jednou z najbezpečnejších metód zneškodňovania CO_2 vznikajúceho pri priemyselnej produkcii. Vychádza z chemickej reakcie minerálov (silikátov) alebo vhodných hornín (bazaltu a ultramafitu) resp. „minerálneho odpadu" s CO_2. Výsledkom reakcie sú stabilné minerálne fázy – karbonáty alebo hydrokarbonáty, ktoré nemajú negatívny vplyv na životné prostredie. Tieto karbonatizačné reakcie sú spravidla exotermické a vznikajúce teplo sa dá potenciálne zužitkovať.

Minerálnu karbonatizáciu možno vykonať priamou alebo nepriamou metódou. Pri priamej (jednoetapovej) sa minerály alebo vhodné horniny podávajú priamo do reakcie s CO_2, pri nepriamej (dvojetapovej) sa reaktívne zložky z minerálnej matrice extrahujú a až potom vstupujú do reakcie s CO_2. V obidvoch prípadoch sa dajú vstupné minerálne materiály modifikovať tepelným, chemickým, fyzikálno-mechanickým alebo kombinovaným spôsobom s cieľom urýchliť reakciu s CO_2.

Minerálna karbonatizácia (hlavne priama) v normálnych prírodných podmienkach je veľmi pomalý proces, a preto na urýchlenie reakcií treba technologicky optimalizovať všetky faktory vplývajúce na reaktivitu minerálnych zložiek s CO_2.

Pri minerálnej karbonatizácii je dôležité:

(1) minerálne a chemické zloženie vstupných hornín (surovín) a aktivita ich zložiek, čistota plynu z hľadiska CO_2

(2) skupenstvo vstupných zložiek (tuhá, kvapalná a plynná fáza), ich vzájomný pomer

(3) teplota (T) a (4) tlak CO_2 (p)

(5) trvanie (čas) reakcie – čas vzájomného pôsobenia tuhej fázy s CO_2 (τ)

(6) zrnitosť (jemnosť), pórovitosť a aktivita merného povrchu vstupných materiálov

(7) modifikácia vstupných zložiek (tepelná, chemická, fyzikálno-mechanická príp. ich vzájomná kombinácia)

(8) podmienky reakcie (statické alebo dynamické)

(9) pH reakčného prostredia a druhy pridávaných činidiel (aditíva, reagencie a pod.)

(10) hustota resp. viskozita reagenčnej suspenzie

V rámci projektu *Kvantitatívne parametre vybraných geologických štruktúr vhodných na ukladanie CO_2* sa v ŠGÚDŠ rieši aj sekvestrácia CO_2 minerálnou karbonatizáciou. Vstupné vzorky z Hodkoviec, Jasova, Rudníka, Komároviec a Dobšinej sa zdrobňovali, triedili, kvartovali a homogenizovali, pričom sa pripravili časti vzoriek na chemickú, mineralogickú, rtg. a DTA–VTA analýzu.

Na základe zrnitostnej analýzy vzoriek a ich mineralogického hodnotenia sa stanovila vstupná zrnitostná trieda, s ktorou sa robila aktivácia, pričom prebiehali laboratórne reakcie za pôsobenia viacerých druhov aditív v plynnej aj v tekutej forme. Laboratórne skúšky sledovali schopnosť pripravených vstupných vzoriek reagovať s plynným CO_2 v reálnom čase a zároveň vytvárať kvalitatívne nové, inertné minerálne fázy.

Vzorky sa podrobili úvodným reakciám pri tlaku 0,1–0,3 MPa a reakčnej teplote 20–200 °C v laboratórnom otáčavom prístroji

resp. v sklennom reaktore za ustavičného premiešavania tuhej a plynnej fázy 1–20 hodín a pridávania rôznych reagencií. Pri pôsobení CO_2 vznikali nové, prechodné minerálne formy (amorfné fázy Mg – Si a Si) a nové minerálne formy – nesquehonit a hydromagnezit, v menšej miere barringtonit a dypingit.

Úžitkové minerálne zložky, ktoré sú výsledkom reakcie, majú dobré predpoklady na využitie v rozličných odvetviach hospodárskej praxe (plnivá do plastov, farieb, papiera, tmelov, na žiaruvzdorný materiál, gumu, iné anorganické plnivá a podobne).

4. časť – Part 4

Sedimentológia, biostratigrafia a paleontológia

Sedimentology, biostratigraphy and paleontology

Sympózium venované životnému jubileu prof. RNDr. Milana Mišíka, DrSc.
Symposium devoted to jubilee of Prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc.

J. MICHALÍK: **Stratotypy hraníc stupňov na Slovensku z hľadiska programu GSSP a Medzinárodnej stratigrafickej komisie IUGS**

Stratigrafická metóda je jednou z najstarších metód pri čítaní geologického záznamu. Jej význam už v 18. stor. chápal Nicolaus Steno (1769), James Hutton (1788), a najmä William Smith (1799). Stratigrafia postupne prešla búrlivým rozvojom, využíva sa vo všetkých typoch terénu na celej zemeguli a zrástla so sedimentologickým, paleontologickým, ale aj s petrografickým a regionálnogeologickým výskumom. Bez stratigrafie sa dnes nezaobíde vrtný prieskum, banské, tunelovacie a iné technické práce, ale ani sedimentárna geochémia, magnetostratigrafia, sekvenčná stratigrafia a ďalšie odvetvia geovedy.

Stratigrafický výskum Západných Karpát má už vyše dvestoročnú tradíciu. Základy stratigrafie sa vyučovali už na banskoštiavnickej banskej akadémii. Stratigrafiu rozvíjali aj geológovia Viedenského ríšskeho geologického ústavu. Otázky veku „viedenského" či „magurského" pieskovca, veku a postavenia „chočských" či „neokómskych" dolomitov ovplyvnili nástup príkrovovej teórie. Dionýz Štúr v roku 1868 z pieninského bradlového pásma definoval púchovské sliene, ktoré sú dnes prototypom červených vrchnokriedových oceánskych slieňov usadených po skončení strednokriedového obdobia „skleníkového podnebia" na Zemi. Zistenie stratigrafickej postupnosti v meliatskej jednotke zasa bolo zvratom v náhľadoch na triasovú paleogeografiu v mediteránnej Tethys.

Medzinárodná stratigrafická komisia odporúča presne definovať stratotyp spodnej hranice každej jednotky. Jej hornú hranicu pritom definuje stratotyp spodnej hranice nadložnej jednotky. Cieľom medzinárodného programu *Stratotypové profily a body globálnych hraníc* (GSSP) je zostaviť sústavu štandardných stratotypov hraníc jednotiek tvoriacich globálnu chronostratigrafickú škálu. Jediným aktuálnym kandidátom na medzinárodný stratotyp na Slovensku je profil pri Silickej Brezovej (hranica karn – norik), ale treba vybrať a zodpovedne komplexne spracovať profily aj na stanovenie domácich regionálnych stratotypov ostatných hraníc stratigrafických stupňov v Západných Karpatoch. Táto úloha by sa mala stať prestížnym cieľom geologickej komunity v Západných Karpatoch.

D. PLAŠIENKA: **Morfologické a štruktúrne typy bradiel pieninského pásma – pokus o genetickú klasifikáciu**

Bradlá a bradlová stavba sú vedno s pozíciou v orogéne najcharakteristickejšími znakmi pieninského bradlového pásma. Ako bradlá tu definujeme inklúzie rigidnejších jursko-spodnokriedových karbonátov (spravidla xm až x 100 m) ostro oddelených od okolitých nekompetentných sedimentov bradlového „obalu", čo sú spodnojurské a vrchnokriedové až paleogénne bridlice, slieňovce a pieskovce (štruktúry *block-in-matrix*). Typologickou klasifikáciou bradiel sa v minulosti vo viacerých prácach zaoberal najmä D. Andrusov a E. Scheibner (Andrusov a Scheibner, 1960, 1968; Scheibner in Buday et al., 1967; Andrusov, 1968, 1974). V princípe rozlíšili netektonické (napr. rify, olistolity, bloky v zosuvoch) a tektonické typy bradiel – švajčiarsky (príkrovové trosky), moravský (šupiny v čelách príkrovov) a pieninský (s viacerými podtypmi, ako je rudinský, vršatecký, pieninský s. s.), ako aj bradlá typu Czerwonej skaly (diapírové štruktúry – *raisins in cake* Birkenmajera, 1960). Takáto klasifikácia by z morfoštruktúrnej stránky azda obstála aj dnes (s výnimkou diapírových štruktúr, ktorých existenciu nepotvrdzujeme), ale žiada sa do nej silnejšie zaviesť aj genetické aspekty. Preto sa navrhuje klasifikovať bradlá podľa dvoch základných kritérií, a to 1) podľa spôsobu ich separácie (genetický aspekt) a 2) generálneho uhla sklonu ich dominantnej foliácie (morfoštruktúrny aspekt). Podľa genézy sa rozlišujú primárne (A1 – tektonické, t. j.

„pravé“ – v princípe ide o budiny, a A2 – sedimentárne) a sekundárne bradlá (B1 – erózne, B2 – gravitačné a B3 – antropogénne modifikované). Ak je foliácia subhorizontálna (X), bradlá zvyčajne tvoria areálové (plošné) skupiny, ak je subvertikálna (Y), ide o lineárne (radové) skupiny.

Kombináciou obidvoch aspektov sa získajú nasledujúce typy bradiel a ich skupín: A1X – platá a mozaikové skupiny, A1Y – najčastejšie vretenovité bloky a „jašteričie“ chrbty, A2X aj Y – olistolity a ich skupiny (sú podstatne rozšírenejšie, ako sa doteraz predpokladalo), B1 – často len eróziou vypreparované brachyklinály („rebrá“), B1X – stolové a svedecké hory, „korytnačie“ chrbty (B1-2X), B1Y – skalné veže a ihly (resp. mogoty) a kozie chrbty (kvesty), B2 – rôzne „zvalené“ a „stratené“ bradlá (bloky) a ich skupiny v zosuvoch; morfológiu B3 modifikuje občasná lokálna ťažba („otesance“).

Podľa vnútornej stavby možno rozlíšiť aj jednoduché bradlá, ktoré tvorí tektonicky neprerušený litostratigrafický sled (často len jedno súvrstvie či člen), a zložené, ktoré buduje viac tektonických šupín s opakujúcim sa sledom.

Treba poznamenať, že navrhované kategórie sú vlastne len koncovými členmi a v mnohých prípadoch sa v bradlách kombinujú znaky dvoch alebo aj viacerých typov. Prakticky sú všetky primárne bradlá, pokiaľ sa objavia na zemskom povrchu, ovplyvňované sekundárnymi procesmi. Tieto procesy však môžu vytvoriť bradlám podobné formy aj z častí sukcesií, ktoré pôvodne nemali charakter primárnych bradiel.

Účelom tejto klasifikácie je lepšie odlíšiť primárne bradlá, najmä tektonické, od bradiel, na ktorých vzniku sa v podstatnej miere zúčastňovali sekundárne procesy. Klasifikáciu ilustrujú príklady z rozličných častí pieninského bradlového pásma.

Práca vznikla s finančnou podporou Agentúry na podporu výskumu a vývoja (projekt APVV-0465-06 “Tectogen”).

R. AUBRECHT, J. SCHLÖGL, M. KROBICKI, H. WIERZBOWSKI, B. A. MATYJA a A. WIERZBOWSKI: **Čo je stromatactis?**

Štruktúry typu stromatactis sa definujú ako masy sparitu (sčasti zastupujúceho sa s interným sedimentom) s plochou bázou a bizarným stropom, ktoré sa vyskytujú v zhlukoch a tvoria navzájom poprepájaný systém. Vyskytujú sa najmä v tzv. stromatactisových kalových kopcoch (*mud mounds*). Ich pôvod, ako aj pôvod kopcov bol doteraz záhadou, a to napriek vyše storočnému intenzívnemu výskumu. Stromatactisové kalové kopce sú známe od mladšieho proterozoika s maximom výskytu v paleozoiku (najmä v devóne a karbóne). V mezozoiku sú vzácne. Ich výskyty sa uvádzajú hlavne z jury, napr. z liasu Východných Álp a Sicílie, z oxfordu južného Nemecka, južného Poľska, Nového Škótska a kimeridžu Portugalska.

Náš výskum sa sústredil na novoobjavené strednojurské výskyty v czorsztynskej jednotke bradlového pásma Slovenska a Ukrajiny – Slavnické podhorie, Babiná, Velyky Kamenec a Priboržavskoje. Tieto kalové kopce sú bajockého až kelovejského veku. Stromatactisové štruktúry sa vyskytujú v mikropeloidálnych mikritických vápencoch obsahujúcich faunu echinodermát, brachiopód a miestami amonitov. Mikropeloidálny matrix je typický pre stromatactisové kalové kopce a je pravdepodobne mikrobiálneho pôvodu. Na troch zo spomenutých lokalít sa stromatactisy vyskytujú aj v krinoidových vápencoch, čo sa doposiaľ v literatúre uvádzalo len zriedka. Stromatactisy spočiatku vypĺňa radiaxiálny fibrózny kalcit a miestami aj interný sediment. Záverečnú výplň tvorí číry blokový kalcit.

Na všetkých skúmaných lokalitách sa pri mikroskopickom štúdiu v sedimente našli ihlice a úlomky kostier kremitých hubiek. V Slavnickom podhorí sú stromatactisové štruktúry pozitívne vyvetrané z horniny. Na navetraných vrchných plochách sparitovej výplne sa podarilo objaviť početné odtlačky kremitých hubiek. Tým sa potvrdilo, že stromatactisy boli dutiny po rozložených telách kremitých hubiek. Paralelným štúdiom prierezov týchto stromatactisov sa ukázalo, že štruktúry hubiek sa nezachovali takmer nikde. Miestami zostali iba relikty pôvodných pórov. To vylučuje, že by stromatactisy boli len vyplnenými dutinami pod previsnutými hubkami (*shelter porosity*), a potvrdzuje, že ide o skutočné dutiny po rozložených hubkách. Tým sa podarilo vyriešiť vyše storočný problém sedimentárnej petrografie.

Práca bola financovaná z grantu agentúry APVV (0465-06 a 0280-07) a VEGA (1/2027/05).

E. HALÁSOVÁ: **Calcareous nannofossils of the Jurassic/Cretaceous boundary interval in the Brodno section near Žilina (the Pieniny Klippen Belt)**

In the Brodno section, a possible candidate of Western Carpathian regional J/K boundary stratotype, the continuous Jurassic-Cretaceous pelagic limestone sequence outcrops. It yields a record of hemipelagic marine sedimentation in a marginal zone (the Pieniny Klippen Belt) of the Outer Western Carpathians – the condensed red nodular limestones of the “Ammonitico Rosso Facies” (the Czorsztyn Formation), which represent the Kimmeridgian and Tithonian part of the Kysuca Succession and Berriasian pelagic sediments of the “maiolica” type (the Pieniny Limestone Formation).

Calcareous nannofossils were analysed in 40 smear slides prepared from all lithologies under a light microscope at magnification x1250. The abundance was determined by counting 200 specimens in each sample. Eighteen nannofossil species have been determined in our sample collection. The nannofossil zonation of Bralower et al. (1989), as modified by Tavera et al. (1994), was used. Two nannozones: the Conusphaera mexicana mexicana- and the Microstaurus chiastius zones were distinguished in the Western Carpathians with Polycostella beckmanii Subzone; the latter one consists of the Hexalithus noeliae- or NJK-A, NJK-b- and NJK-c subzones.

Calcareous nannofossils formed poorly diversified associations at the J/K boundary. The abundance of

Watznaueria spp., *Cyclagelosphaera* spp., *Conusphaera* spp., and *Polycostella* spp. is relatively high in the studied section. Other nannofossils are rather rare. *Conusphaera* predominates in the Tithonian nannofossil assemblage (showing the middle Tithonian peak). *Polycostella* increased in abundance during the Boneti Subzone of the Chitinoidella Zone. The Middle and Upper Tithonian boundary was determined by the FO of *Helenea chiastia* coccolith accompanied by the first small nannoconids. Small nannoconids appeared during Upper Tithonian and increased in size and abundance during Berriasian. *Polycostella* group diminished in abundance towards the onset of the Crassicollaria Zone. The Upper Tithonian interval was limited by the FO´s of *Litraphidites carniolensis*, *Nannoconus infans*, *Nannoconus wintereri* and *Cruciellipsis cuvillieri* within the frame of the Microstaurus chiastius Zone, which is correlated with the standard Crassicollaria Zone. From the point of view of nannofossil stratigraphy, the Tithonian/Berriasian boundary interval should be limited by the FO of *Nannoconus wintereri* (sample C 17 – the Upper Tithonian), and the FO of *Nannoconus steinmanni minor* (sample C28 – the lowermost Berriasian). In the frame of this interval the onset of Alpina Subzone of standard Calpionella Zone also lays (the C23A–C25A beds), which is identified with the calpionellid J/K boundary Zone.

This section comprises calpionellid stratigraphic record, and the older paleomagnetic data. The sequence stratigraphy and stable isotope ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) data gave good results, too, enabling comparison of the sequence with important key sections in the Mediterranean Tethys area.

Acknowledgement. This is a contribution to the UNESCO IGCP Project No. 506, supported by VEGA grant projects 6026, 2035 and 3178, APVV-0465-06, APVT 51-011305 and Project APVV-0280-07.

D. REHÁKOVÁ: **Microfacies analysis and microfossil stratigraphy of the Jurassic and lowermost Cretaceous of the Veliky Kamenets section (Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Western Ukraine)**

The Veliky Kamenets section at the Novoselica village represents the key section of the Pieniny Klippen Belt of the Western (Transcarpathian) Ukraine. The section is exposed in the large and long time active quarry, where the massive Jurassic limestones, including especially those of the ammonitico-rosso type, have been exploited and polished as the so-called "Neresnica Marbles". It was described already by Matějka (1929) and Andrusov (1945). The following lithostratigraphic units have been distinguished in the studied section (cf. Krobicki et al., 2003; Lewandowski et al., 2005): white, soft, arkosic sandstones (unit 1); black and grey shales with spherosiderites and intercalations of sandstones and oyster lumachelles (unit 2); limestones (unit 3) subdivided into: crinoidal limestones (unit 3A), lower nodular limestones (unit 3B), cherty limestones/radiolarites (unit 3C), upper nodular limestones (unit 3D), pink micritic limestones (unit 3D/E), white micritic limestones (unit 3E); organogenic limestones and calcareous breccias alternating with volcanogenic rocks (unit 4). These units were studied in details from the viewpoint of their microfacies and the content and distribution of calpionellids and calcareous dinoflagellates.

The occurrence of *Colomisphaera fibrata* (Nagy) together with *Cadosina parvula* Nagy, in upper part of the unit 3B, as well as at the base of the unit 3C suggests the Late Oxfordian age of the deposits which may correspond to the dinoflagellate Fibrata Acme Zone (Reháková, 2000). Rich assemblage consisting of abundant *Cadosina parvula* Nagy in the uppermost part of the unit 3C is typical for the Lower Kimmeridgian Parvula Acme Zone. *Stomiosphaera molluccana* Wanner, the index species of the Upper Kimmeridgian Mollucana Zone were determined in the lowermost part of the unit D. Younger deposits, about 1 m above the base of the unit 3D, contain *Carpistomiosphaera borzai* (Nagy) indicating the Upper Kimmeridgian Borzai Zone. Still higher, at about 2 m above the base of the unit, *Colomisphaera pulla* (Borza) occurs. This form represents the index species of the uppermost Kimmeridgian to lowermost Tithonian Pulla Zone. It is followed by rich assemblage of calcareous dinocysts with *Carpistomiosphaera tithonica* Nowak which indicates the Lower Tithonian Tithonica Zone. The data indicate that the boundary between the Kimmeridgian and Tithonian runs in the upper part of the unit 3D, about 3–4 meters above its base.

The younger nodular limestones of the unit 3D yields *Parastomiosphaera malmica* (Borza), the form typical for the Lower Tithonian Malmica Zone. On the other hand, the sample taken about 6 meters above the base of the unit contains the first chitinidellid – *Longicollaria dobeni* (Borza), the form typical for the Middle Tithonian Dobeni Subzone of the standard Chitinoidella Zone. Similiar stratigraphic interval is suggested by the occurrence of abundant *Cadosina semiradiata fusca* (Wanner), found about 7 m above the base of the unit, and corresponding possibly to the dinoflagellate Semiradiata Zone. The occurrence of *Chitinoidella boneti* Doben in sample placed about 8 m above the base of the unit, indicates the Middle Tithonian Boneti Subzone representing the upper part of the Chitinoidella Zone. The upper part of unit 3D with *Praetintinnopsella andrusovi* Borza belongs to the Praetintinnopsella Zone. It covers the uppermost part of the Middle and the lowermost part of the Upper Tithonian. In the uppermost part of the unit as well as in the lower and middle parts of the unit 3D/E calpionellid forms of the Remanei and Brevis Subzones of the Upper Tithonian standard Crassicollaria Zone were identified.

The sample from the upper part of the unit 3D/E, about 3.25 m above its base yielded a younger assemblage of calpionellids consisting of abundant spherical forms of *Calpionella alpina* Lorenz indicating the Lower Berriasian standard Calpionella Zone. Still younger calpionellid assemblage has been recognized in the sample placed at 6.20 m above the base of the unit. It contained *Remaniella ferasini* (Catalano), the index marker of the Lower Berriasian Ferasini Subzone of the Calpionella Zone. A new assemblage of calpionellids with the *Calpionella elliptica* (Murg. et Filip.) was observed in

the uppermost part of the unit 3E. This form represents the index species of the Middle Berriasian Elliptica Subzone of the Calpionella Zone. Biogenic limestones of the lower part of unit 4 contain *Calpionellopsis simplex* (Colom) indicating the Simplex Subzone of the Upper Berriasian Calpionellopsis Zone. The biogenic limestones alternating with breccias composed of micritic limestone clasts, and pyroclastic layers, representing a higher part of the unit 4, yielded *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), the index species of the Oblonga Subzone of the Upper Berriasian Calpionellopsis Zone.

Acknowledgement. This is a contribution to the projects APVV--0465-06, APVT 51-011305, APVV-0280-07, APVV-0248-07 and to the UNESCO IGCP Project No. 506.

J. JANOČKO, S. JACKO and S. BUČEK: **Paleogene Tokáreň conglomerate (Ždiar): Deep-water vs. terrestrial origin**

Tokáreň conglomerate, cropping out on the foothill of Belianske Tatry Mts. near village Ždiar, is a member of Late Eocene–Oligocene Huty Formation and represents a part of the sedimentary fill of the Inner-Carpathian Paleogene Basin. The lithologically conspicuous sediments have been described (and interpreted) by several geologists. Passendorfer (1958) considered them as alluvial fan deposits while Andrusov (1965), based on their geometry, interpreted them as deep--sea sediment. The idea was later developed by Marschalko and Radomski (1970) who brought evidence suggesting the origin of the conglomerates in the submarine canyon. This interpretation was confirmed by sedimentological studies of Janočko and Jacko (1998, 2003) and Janočko (2002).

The conglomerates are sandwiched by mudstones representing the main lithotype of Huty Formation, however, new detail mapping also revealed their direct contact with conglomerates and breccias of the basal Borové Formation. The formation of the conglomerates is constrained by the Early Oligocene age yielded by foraminifera samples taken from the underlying and overlying mudstones. The member consists of conglomerates and breccias thick up to 130 m capped by sandstones with total thickness of up to 30 m. The conglomerates and breccias clasts are prevailingly composed of underlying Triassic carbonates building up the basement of the basin in this area, however, minor amount of clasts (mostly well-rounded quartz) indicates more distal source areas. Some carbonate clasts show weathered rims. Occasionally, clasts are composed of conglomerates and sandstones from underlying Paleogene deposits. They may obtain large foraminifers revealing Middle–Late Eocene age. The amount of quartz clasts considerably increases in the overlying sandstones building the uppermost part of the member.

The conglomerate is arranged in several cycles with upward thinning trend, separated by thin intervals consisting of granule and sandstone. The maximum thickness of the cycle interval, described at the base of succession, is 16 m. The thickness of cycles varies and increases westward.

The conglomerate is prevailingly massive, however, normal and reverse grading as well as horizontal and inclined bedding have also minor occurrence. The internal organization of beds, being mainly in the lower part of the succession frequently amalgamated, improves upward. Scours and shallow channels are typical. The axes of shallow channels, developed in finer-grained sediments separating individual conglomeratic packages, suggest paleoflow direction in the interval W to NNW.

The sandstone, comprising the topmost part of the Tokáreň conglomerate Member, is massive, often normally graded, planar and trough cross-stratified. It forms thin- to medium-thick beds. The few flute casts and groove casts suggest paleoflow direction toward NW.

The sedimentary structures and textures of Tokáreň conglomerate, its cyclical characteristics and sheet-like geometry of conglomerates comprising individual cycles pinching out toward east strongly suggest catastrophic depositions on the foothill of seismically active emerging mountains. The individual events of rapid sediment delivery on the foothill were separated by longer, quiet periods when thin granule and sandstone layers were deposited. The characteristic of the sandstones, capping the entire succession, suggests deposition in shallow marine environment suggesting relative sea level rise. Thus, the proposed interpretation questions the deep-marine origin of the Tokáreň conglomerate and basically comes back to the original idea of Passendorfer (1958).

Acknowledgement. This contribution is a part of the grant VEGA No. 1/3061/06.

D. PIVKO: **Kritériá na rozlišovanie miocénneho vápenca z rozličných lokalít v okolí Bratislavy**

V širšom okolí Bratislavy ako súčasť výplne viedenskej panvy vystupujú polohy bádenského a sarmatského vápenca. Sú na svahoch Devínskej Kobyly (Mišík, 1997), Hainburských a Litavských vrchov (Wessely et al., 2006). Tieto druhy vápenca sa od rímskych čias využívali ako stavebný a dekoračný kameň. Stopy po staroveke a stredoveke ťažbe sú napr. v Litavských vrchoch a v ich okolí v kameňolome St. Margarethen, Mannersdorf, Winden a Breitenbrunn (Rohatsch, 2005), v Hainburských vrchoch Wolfsthal, Hainburg a medzi Bad Deutsch Altenburgom a Hundsheimom (Rohatsch, 1997, 2005) a na jz. svahu Devínskej Kobyly pri Devíne. Vápenec z jednotlivých lokalít sa pre často podobné znaky a veľkú premenlivosť v rámci jednej lokality rozlišuje ťažko, a preto sa hľadajú kritériá na jeho rozlíšenie. Dominantným typom na spomenutých lokalitách v bádene je riasový vápenec (litavský). Okrem červených rias obsahuje foraminifery, miestami veľa machoviek, echinodermát, ustríc a iných lastúrnikov. V niektorých typoch je prímes klastického materiálu až do takej miery, že sedimentárnu horninu možno nazvať zlepencom alebo brekciou. Veľa klastického materiálu je v príbrežných fáciách v Hainburských vrchoch a na Devínskej Kobyle. V sarmate je známy oolitický a lumachelový

vápenec s hojnými lastúrnikmi alebo ulitníkmi. Čistý oolitický vápenec sa zaraďuje ľahko, lebo sa vo veľkej miere vyskytuje iba pri Wolfsthale. Spoľahlivým kritériom na rozlíšenie podobného hrubozrnného karbonaticko-siliciklastického pieskovca až konglomerátov bádenského veku je typ klastickej prímesi, ktorá závisí od podložných hornín. Na lokalitách medzi lokalitou Bad Deutsch Altenburg a Hundsheim prevládajú klasty sivého triasového dolomitu a vápenca. Pri Hainburgu je okrem nich podstatná prímes ružového vápenca a kremeňa. Pri Devíne je hojná prímes dobre opracovaného kremeňa pochádzajúceho zo spodnotriasového kremenca alebo zlepenca permu. Jednotlivé typy pomáhajú rozlíšiť aj makrofosílie. Okrem prevažujúcich koralínnych rias je v Devíne aj hojne machoviek a pri Hainburgu ustríc. Rodolity sa našli medzi lokalitou Bad Deutsch Altenburg a Hundsheim, ako aj na Devíne. V Litavských vrchoch je v prevahe karbonatický pieskovec s častými riasovými hľuzkami s minimálnou klastickou prímesou. Ojedinelý je rifový riasový vápenec (napr. v Mannesdorfe). Charakteristický je aj čistý karbonatický pieskovec (napr. St. Margarethen). Ďalším kritériom je spevnenie sedimentov. Najviac litifikovaný s malou pórovitosťou je vápenec až brekcia medzi lokalitou Bad Deutsch Altenburg a Hundsheim a niektoré druhy riasového vápenca v Litavských vrchoch. Ďalším kritériom budú rozdiely spoločenstiev foraminifer alebo iných organizmov na rozličných lokalitách. Pozitívne výsledky azda prinesú aj stabilné izotopy O a C.

Príspevok vznikol vďaka podpore grantu APVV 0280-07.

R. ARDON: **Miocene sharks from the surrounding of Veľký Krtíš**

Presented work is devoted to geological description of chosen localities Horné Strháre, Horné Príbelce and Stredné Plachtince with the principal findings of sharks as well as their description and categorization of individual species into the system. Altogether twenty one taxa of selachian teeth have been recovered from these localities: *Hexanchus* sp., *Notorhynchus primigenius*, *Carcharias* sp., *Carcharias cuspidatus*, *Odontaspis acutissimus*, *Mitsukurina lineate*, *Lamna* sp., *Isurus* sp., *Isurus hastalis*, *Isurus retroflexus*, *Carcharocles megalodon*, *Triaenodon* sp., *Triaenodon* cf. *obesus*, *Otodus* sp., *Otodus* cf. *minor*, *Scyliorhinus* sp., *Carcharhinus* sp., *Carcharhinus similis*, *Galeocerdo* sp., *Galeocerdo aduncus*, *Physogaleus singularis*, as well as some rests of *Aetobatus* sp. and some rests of angular fish (*Osteichthyes*) – *Sparidae*. The shark assemblage includes pelagic and also bentic species.

The article is also based on interpretation of sedimentological storage interbed, whereabouts together with the described taxons provides the summary about the paleoecological, paleoclimatological and paleogeographical conditions.

The locality Horné Strháre is one of Slovak and perhaps one of world most important paleontological locations with the appearance of the taxa *Carcharocles megalodon*.

Right selachian belong among the majority of found fossil rests.

A. ČERŇANSKÝ, P. HOLEC and M. SÝKORA: **A new locality with a fossil record of the Upper Miocene mammals in Western Carpathians (the Tribeč Mts., Slovakia)**

New Upper Miocene mammal finds from the new locality Hrdovická Hill in the Tribeč Mts. are described. Denudation remnants of freshwater sediments occur at the western margin of the Tribeč Mts., about 1 km E of the village Čeľadince. The fossils have been found in the white cream-coloured limestone and also in the green-grey and rustily-coloured clay layers. According to Fordinál et al. (1996), the sediments on the Hrdovická Hill belong to the H-zone. The formation near Čeľadince represents a parastratotype locality for the Hlavina Member. The sedimentation took place in freshwater environment. The sediments contain a lot of terrestrial and lake gastropods. The first record of the vertebrate fauna from the locality Hrdovická Hill consisted of fragmentary material of the Pannonian mammals. Material is represented by an archaic population of the species *Hippotherium* cf. *H. primigenium* and remains of the family (?) Mastodontidae. The mandibular fragment of *Hippotherium* comes from the typical white cream-coloured limestone present in the middle part of the hill. It preserves the rare milk dentition. The exact determination of the milk dentition is very difficult because there is not certainly determined comparative material and bibliographical data. The typical feature of this sample is that crowns of all three teeth have very long and relative narrow occlusal surface. The isolated upper molar M1,2 of *Hippotherium* cf. *H. primigenium* has very richly plicated enamel. Such hipparionine horses belong to the primitive archaic forms of the group of *H. primigenium*. Recent research on European *Hippotherium* has shown that the earliest locally with occurring members of this clade had highly complex enamel plications. The typical feature of increased plication frequency of pre- and posfossette is particularly remarkable feature for the genus *Hippotherium* evolved in the Central and Western Europe following the "Hipparion Datum". For this reason, the exact age of this formation is not clear. The new fossil material of hipparions from the locality Hrdovická Hill extends our knowledge as for the population state of the Upper Miocene hipparionine horses in the Western Carpathians.

Acknowledgement. This project was partially supported by the Developing Fund of Comenius University, Grant UK/305/2008.

M. HYŽNÝ: ***Jaxea kuemeli* (Decapoda, Thalassinidea, Laomediidae) from the Badenian of the Plášťovce Member (Novohrad – Nógrád Basin)**

The studied locality is situated in the Ipeľ Depression of the Novohrad-Nógrad Basin of the southern Slovak-northern Hungarian sedimentary area (Vass, 1955), where the volcanosedimentary complexes composed mainly of facies of epiclastic sandstones and slamp bodies of conglomerates occur (Vass, 1971). The stratigraphic dating is based mostly

on foraminiferal associations and indicates the Upper Badenian age (Vass, 1965; Zlinská and Šutovská, 1991; Kováč et al., 1999). Several animal groups were documented in outcrop situated in the Plášťovce village including bivalves, gastropods, irregular echinoids, decapods and most recently also insects represented by a single caddis-fly specimen (Sukatcheva et al., 2006).

Here presented specimen of isochelate laomediid representative *Jaxea kuemeli* consists of the complete carapace, right chela, last four abdominal somites and telson with uropods. This species was firstly described by Bachmayer (1954) on the basis of sole specimen collected from Martinsdorf in Austria (Upper Tortonian). According to Bachmayer (1954), the species is extremely close to the only European representative of this genus *Jaxea nocturna* Nardo, 1847 and the difference lies in its smaller size and slightly more slender form. Delle Cave (1988) reported thirty fragmented adult specimens from the Lower Pliocene of Tuscany (Italy) being identified as *Jaxea* cf. *nocturna*. He pointed out that it is not possible to differenciate them from the extant *J. nocturna* species and therefore it should not be justified as a new species. According to Müller (1993), the same can be applied to *J. kuemeli* Bachmayer, 1954.

The new fossil material from the village Plášťovce is very well preserved, so it is possible to describe also rostrum, minute details in chela morphology and also the shape of telson and uropods. These characters are not preserved on the type material and thereby it is possible to emend the original description of Bachmayer´s species.

Using the paleogeographic and stratigraphic distribution pattern we can divide the European fossil findings of *Jaxea* into two groups: the Mediterranean (Miocene – Pliocene) and the Paratethyan (Miocene). These are distinguishable also through the morphology of chelae, which is slightly different in the Miocene Paratethyan forms. This distinction lies in the presence of the median triangular tooth of the fixed finger in the extant *J. nocturna* and also fossil findings regarding as *J.* cf. *nocturna* (Delle Cave, 1988; Müller, 1993; Mayoral et al., 1998). The second difference is in the size of rostrum, which is considerably smaller in the Paratethyan form. On the basis of these characters it is possible to distinguish two distinctive forms, and thereby accept the species of *J. kuemeli* Bachmayer, 1954.

Acknowledgement. I would like to thank P. Vršanský (Geological Institute, Slovak Academy of Sciences) for allowing me to study specimen presented here.

N. HUDÁČKOVÁ and I. KOUBOVÁ: **Morphological changes of the *Globigerina bulloides* d´Orbigny, 1826 (Foraminifera) in the Upper Badenian sediments (Devínska Nová Ves, Slovak part of Vienna Basin)**

Globigerina bulloides d´Orbigny, 1826, was one of the most abundant species in the planktonic foraminiferal assemblage obtained from sediments of the Devínska Nová Ves profile. Due to its potential for paleoecological and paleoclimatological interpretations, we picked all varieties of the taxon and analysed the abundance, coiling, shell size and teratology in all samples in the studied sediments.

Blue–grey clays and silty clays with few lithified layers from the Devínska Nová Ves profile (ca. 15 m) are being ranked into the Middle–Upper Badenian (Serravallian) age from the Jakubov and Studienka formations. Planktonic foraminiferal assemblage consists mainly of *Globigerina bulloides* group, *Globigerina praebulloides*, *Turborotalita quinqueloba* species. We classified *G. bulloides*, *G. diplostoma*, *G.* sp. cf. *diplostoma* as the most abundant *Globigerina bulloides* group. Abundance of mentioned group significantly increased towards the top of the profile, reaching around 80–90 % of planktonic assemblage from the depth 12.6 m. Size of the *G. bulloides* shells reached 0.3–0.4 mm, the biggest one (0.512 mm) comes from the depth 0.3 m. General trend shows increasing size from the bottom up to the top of profile, with some excursions around 8.2 m responding to increase of right coiled shells and to samples with the occurrence of oxide benthos. The smallest specimens represent left coiled shells in interval 5.2–6 m. Abundance of the teratologic shells of the *G. bulloides* occurred in the upper part of the profile and represents atypical setting, size and wall structure of the last chamber. Deeper parts of profile contain forms with a reduced final chamber, similar to *Globigerina quadrilata* and upper parts with bigger last chamber shifted up, similar to *G. diplostoma*. *Globigerina bulloides* is most abundant in water masses at high southern latitudes and has distinct maxima in high northern latitudes and low latitude upwelling regions. Its recent geographic distribution and data from other authors show a preference for productive environments (Brock et al., 1992; Duplessy et al., 1981; Hemleben et al., 1989; Kipp, 1976; Thiede, 1983; van Leeuwen, 1989; Zhang, 1985; Majewski, 2003), where *G. bulloides* may be related to the phytoplankton bloom succession. According to Bé et Hamlin (1969) we suppose water temperature around 14–13 °C in the parts with shells bigger than 0.5 mm.

Acknowledgement. Study was supported by grant APVV 0280-07.

M. JAMRICH: **Vápnité nanofosílie profilu DNV-tehelňa, biostratigrafická a paleoekologická interpretácia**

Vápnité nanofosílie sa študovali z vrchnobádenských sedimentov z Devínskej Novej Vsi-tehelne (neogén, viedenská panva) metódou vysokého rozkladu (*high resolution*). Nové výsledky sa využili v biostratigrafii a paleoekológii a sú podložené kvantitatívnou analýzou spoločenstiev vápnitých nanofosílií zo 69 vzoriek študovaného profilu. Hlavnou zložkou sedimentu je sivý laminovaný íl s jemnými vložkami slieňovca. Vek sedimentov bol datovaný ako vrchný báden a koreloval sa s nanoplanktónovou zónou NN6 – *Discoaster exilis*, (Martini, 1971). Určil sa druh *Calcidiscus premacintyrei*, *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Helicosphaera wallichii*, *Coronocyclus nitescens*, *Orthorhabdulus serratus* a *Sphenolithus*

abies. Najhojnejšie zastúpenie vo všetkých vzorkách má taxón *Reticulofenestra haqii*, ale dominantný je aj *Reticulofenestra minuta*, *Coccolithus pelagicus*, *Holodiscolithus macroporus* a *Syracosphaera pulchra*. Určilo sa 47 neogénnych a 98 redeponovaných druhov zo sedimentov kriedy a paleogénu. Podľa zistenej nanoflóry možno celkovo predpokladať teplomorské podmienky normálnej salinity a priamy kontakt s otvoreným morom. Polohy s väčším počtom exemplárov chladnomilného druhu *Holodiscolithus macroporus* indikujú cykly relatívneho ochladzovania vo vrchnom bádene. Zistená nanoflóra sa dá dobre korelovať s vrchnobádenskými nanospoločenstvami zo vzoriek vrtu Malacky 26 z hĺbky okolo 800 m. Vrchnobádenský vek potvrdzujú aj spoločenstvá dierkavcov buliminovo-bolivinovej zóny a druh *Pappina neudorfensis*. Pri štatistickom hodnotení sa použila diverzita, grafy dominancie a klastrové analýzy a výsledky sa použili pri interpretácii paleoprostredia študovanej oblasti.

Práca vznikla za podpory projektu APVV-0280-07.

L. POŠVANCOVÁ a P. HOLEC: **Kone *Equus germanicus* Nehring 1884 (Mammalia, Equidae) vrchného pleistocénu z paleolitického náleziska v Trenčianskych Bohuslaviciach**

Na archeologickej lokalite v Trenčianskych Bohuslaviciach sa v sprašových sedimentoch okrem rozličných artefaktov a viacerých fosílnych druhov cicavcov našli aj fosílne kone druhu *Equus germanicus* Nehring 1884. Išlo o zuby, ale ojedinele aj o distálne hlavice dlhých kostí (holenná kosť = tíbia).

V príspevku podrobne opisujeme zuby koní, venujeme sa ich determinácii a možnému využívaniu v paleoekológii a stratigrafii štvrtohorných sedimentov. Nálezy porovnávame s nálezmi koní z lokalít na Morave a v Dolnom Rakúsku. Kone žili v stádach vo vrchnom pleistocéne (vo vislane), keď sa zväčšovali stepné oblasti. Na existenciu potrebovali otvorené stepné oblasti s možnými riedkymi ostrovčekovitými lesíkmi. Nežili v zapojenom lese a živili sa trávou rastúcou skôr vo vlhkejších oblastiach ako v suchých stepiach.

V Trenčianskych Bohuslaviciach sa našlo 60 zubov druhu *Equus germanicus* (z toho 27 premolárov, 29 molárov a 4 rezáky). Mechanicky sú zuby málo poškodené. Popri zuboch sa študovali aj distálne epifýzy piatich holenných kostí – tíbií.

Popri koňoch (*Equus germanicus*) sa na území, ktoré sme skúmali, našli aj soby (*Rangifer tarandus*) a mamuty (*Mammuthus primigenius*), ojedinele bobor (*Castor fiber*) a polárna líška (*Alopex lagopus*). Zároveň sa tam vyskytovali aj chladnomilné mäkkýše, a preto z paleoekologického hľadiska možno konštatovať, že druh *Equus germanicus* z Trenčianskych Bohuslavíc vo vislane obýval chladnú step, živil sa rastlinnou potravou a popri nej mal dostatok vody.

Po porovnávaní rozmerov zubov koní druhu *Equus germanicus* na nálezisku Trenčianske Bohuslavice a v Grubgrabene sa prišlo k záveru, že pri dĺžke a šírke zuba, dĺžke protokónu, mezostylu, parastylu, má väčšie rozmery kôň z Trenčianskych Bohuslavíc, ale ak ide o členenie *fossy lunata ant. alebo post.*, prípadne o ich rozmery, vyššie hodnoty nadobúda *Equus germanicus* z Grubgrabenu. Preto sa možno domnievať, že časový rozdiel medzi lokalitami spôsobil zmenšenie rozmerov chrupu príp. celkové zmenšenie telesných rozmerov priamo úmerne s veľkosťou čeľuste. Mohol byť aj príčinou zmeny v členitosti záhybov *fossy lunata* resp. zmeny rozmerov týchto zubných elementov. Pri porovnaní so súčasným koňom mal kôň z Trenčianskych Bohuslavíc oveľa väčšie zuby a sklovinu na prednej aj zadnej jamke zložitejšiu, čo je znak starších koní.

Vekovo aj faunistickým zastúpením je Trenčianskym Bohuslaviciam na Morave najbližšia lokalita Milovice. Ich vek sa datuje na 23 000 ± 1000 rokov. Faunistické spoločenstvá obidvoch lokalít sa vyznačujú značným zastúpením druhu *Mammuthus primigenius*, zriedkavým *Equus germanicus*, ale odlišujú sa zastúpením druhu *Rangifer tarandus*.

Ďakujeme grantovej agentúre za pridelenie finančných prostriedkov na APVV-0280-07.

Š. MÉRES, D. PLAŠIENKA, J. MICHALÍK a Š. JÓZSA: **Lantanoidy – kronikár geologickej histórie západokarpatských oceánskych sedimentov**

Pri štúdiu pelagických sedimentov z troch profilov mezozoických sukcesií Západných Karpát sme aplikovali podrobnú petrografickú a geochemickú analýzu. Jej cieľom bolo konfrontovať teoretické závery o distribúcii REE v hlbokovodných sedimentoch s reálnymi údajmi a overiť možnosti ich využívania v paleooceanografii.

Študovali sa (1) vzorky kremito-karbonátových kalových sedimentov, ktoré sa zaraďujú do strednojurského až vrchnojurského ždiarskeho súvrstvia (Borza et al., 1980; Michalík, 1985, 2007), (2) vzorky ílovito-kremito-karbonátových kalových sedimentov vrchného albu – vrchného cenomanu tisalského a lalinockého súvrstvia (Muratov a Maslakova, 1950; Scheibner a Scheibnerová, 1958) a (3) vrchnojurské ílovito-kremité pelagické sedimenty s Mn mineralizáciou z lazianskeho súvrstvia belickej jednotky (Plašienka et al., 1994; Plašienka a Ožvoldová, 1996).

Odlišné sedimentačné prostredie a nerovnaké kvantitatívne zastúpenie hlavných zložiek v týchto pelagických sedimentoch vyjadrujú tri trendy v zmene obsahu hlavných prvkov. (1) *Pelagické sedimenty zo ždiarskeho súvrstvia (PSŽS)* tvoria trend typický pre miešanie sa (a) organogénneho SiO_2 (rádiolériá) a (b) chemogénneho?/organogénneho? $CaCO_3$. (2) *Pelagické sedimenty tisalského a lalinockého súvrstvia (PST&LS)* vytvárajú trend typický pre miešanie sa (a) organogénneho SiO_2 (rádiolériá), (b) chemogénneho?/organogénneho? $CaCO_3$ a (c) siliciklastického materiálu. (3) *Pelagické sedimenty lazianskeho súvrstvia belickej jednotky (PSLSBJ)* vytvárajú trend typický pre miešanie sa (a) organogénneho SiO_2 (rádiolériá), (b) siliciklastického materiálu (pelagického ílu) a (c) rozptýlenej synsedimentárnej Mn mineralizácie. Distribúcia REE veľmi dobre odráža odlišnú pôvodnú litológiu a prostredie sedimentácie študovaných

pelagických sedimentov. (1) *Distribúciu REE v PSŽS* kontroluje zloženie oceánskej vody a rozličné kvantitatívne zastúpenie SiO_2 a $CaCO_3$. Tieto sedimenty z oceánskej vody „zdedil" negatívnu Ce/Ce*, čo je v súlade s ich organogénnym/chemogénnym? pôvodom. Pokles ΣREE s rastom obsahu $CaCO_3$ bol výsledkom „zrieďovacieho efektu" $CaCO_3$ na celkovú ΣREE. Spoločné prostredie sedimentácie vyjadrujú skoro ideálne paralelné obrazy PAAS normalizovaných REE. (2) *Distribúciu REE v PST&LS* okrem tých istých faktorov ako v prípade PSŽS ovplyvňuje aj prítomnosť siliciklastického materiálu, ktorý indikuje pozitívna korelácia Fe_2O_3 a K_2O vs. Al_2O_3 a relatívne vyššie ΣREE. Nižšia hodnota negatívnej Ce/Ce* poukazuje na relatívne menšiu hĺbku sedimentačného bazéna. Paralelné obrazy PAAS normalizovaných REE indikujú spoločné a stabilizované sedimentačné prostredie. (3) *Distribúciu REE v PSLSBJ* kontroluje obsah REE v (a) v organogénnom SiO_2 (rádiolária), (b) v siliciklastickom materiáli (pelagický íl) a (c) v Mn mineralizácii. Ploché obrazy PAAS normalizovaných REE pelagického ílu bez Ce/Ce* resp. s miernou pozitívnou Ce/Ce*, poukazujú na jeho detritický pôvod, na synsedimentárnu Mn mineralizáciu a na oxidačné podmienky v pôvodnom sedimentačnom prostredí. V porovnaní s oceánskou vodou, pre ktorú je charakteristická negatívna Ce/Ce*, má Mn mineralizácia všeobecne typickú pozíciu Ce/Ce* a komplementárne charakteristiky REE. Preto je pravdepodobné, že súčasná hodnota negatívnej Ce/Ce* je oproti pôvodnej Ce/Ce* rádiolaritov skreslená (nižšia). Analýza celkového chemického zloženia PSLSBJ poukazuje na typické oceánske podmienky. Silicity, ktoré vznikli diagenetickou remobilizáciou SiO_2 z pelagického ílu, majú z neho zdedený záznam REE. Silicity vzniknuvšie diagenetickou remobilizáciou SiO_2 z rádiolaritov majú zdedený záznam REE z rádiolaritov.

Podrobná petrografická a geochemická analýza pelagických sedimentov z troch rôznych západokarpatských mezozoických sukcesií potvrdila, že lantanoidy sú dobrým kronikárom geologickej histórie oceánskych sedimentov v Západných Karpatoch. Takýto výskum má perspektívu v paleooceanografii, ale na správnu interpretáciu je nevyhnutná komplexná analýza oceánskych sedimentov.

Prácu podporila Agentúra na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy APVV-0571-06 a grant VEGA 1/4035/07 a 1/4039/07.

M. OLŠAVSKÝ, V. ŠIMO a M. GOLEJ: **Korelácia spodnotriasovej sekvencie frankovského (hronikum) a drienockého príkrovu (silicikum s. l.), Zvolenská kotlina**

Čiastkové príkrovy hronika a silicika na V od Banskej Bystrice majú vo vývoji spodného triasu viac spoločných znakov. Odlišnosti v spodnej časti klastického vývoja sú len vo väčšej hrúbke „kremencov" (arkóza, subarkóza, drobnozrnný zlepenec) benkovského súvrstvia oproti bódvaszilašskému, kde sa vyvinuli v menšom objeme. Nadložné šuňavské (hronikum) a szinské súvrstvie (silicikum s. l.) majú úplne rovnaké litofácie a možno ich bezprostredne korelovať aj podľa identickej makrofauny. V drienockom (Hronsek, Hrabová) a vo frankovskom príkrove (Šalková, Pasienka) boli v najvyššej časti klastického vývoja spodného triasu navyše lokalizované litologické, sedimentologické, ichnologické a paleontologické znaky reprezentujúce identickú stratigrafickú sekvenciu v obidvoch čiastkových príkrovoch. Táto sekvencia je na rozhraní klastického a karbonátového vývoja spodného triasu. Jej špecifikom na obidvoch lokalitách je heterolitické zvrstvenie v podobe šošovkovitého a vlnovitého zvrstvenia (čeriny z hrubozrnnejšieho materiálu sa striedajú s hnedočerveným prachovcom). Sú tam ílovcové intraklasty, mikročeriny (*wrinkle structures*), laminácie a drobnoškálové krížové zvrstvenie. Ďalším diagnostickým znakom je výskyt ichnofosílií. Na lokalite Hronsek-Hrabová v drienockom príkrove ich charakterizuje monotónne ichnospoločenstvo. Dominantnou ichnofosíliou je *Diplocraterion* a len ojedinele sa nachádzali ichnofosílie *Skolithos*. Vzácne sa objavovali aj fragmenty masívnejších šikmých stôp s priemerom až 20 mm. Vo frankovskom príkrove (Šalková, Pasienka) je na prvý pohľad rôznorodejšie ichnospoločenstvo. *Diplocraterion* nie je jeho dominantnou súčasťou. Sú tam dva typy masívnejších bioturbácií. Spoločným ichnologickým znakom obidvoch lokalít je výskyt ichnofosílie *Diplocraterion*, ako aj celková prevaha vertikálnych stôp v obidvoch sekvenciách. Na obidvoch lokalitách sa našla aj makrofauna. Z nízkodiverzifikovaného spoločenstva lastúrnikov je pre obidve lokality spoločný rod *Anodontophora* sp., ale bohatšie spoločenstvo pochádza z lokality Hronsek (Hrabová), kde je dominantne zastúpený rod *„Myophoria"* sp. juv. a vyskytuje sa aj rod *Pleuromya* sp. a *Pseudomonotis-Entolium*? sp. Drobné schránky pravých aj ľavých lastúr zachované ako vnútorné jadrá sú prevažne kompletné a nenesú znaky transportu. Na obidvoch lokalitách je zachytený špecifický vývoj generovaný v prostredí tidálnych plošín, estuárií. V širšom stratigrafickom zázname ide o prechod z brakického do marinného sedimentačného prostredia. Vznik tejto sekvencie pravdepodobne súvisí s transgresiou, otvorením a prehlbovaním sedimentačného priestoru. Korelácia spodnotriasovej sekvencie obidvoch čiastkových príkrovov (frankovského a drienockého) na V od Banskej Bystrice prezrádza, že nevyhnutne nemusí ísť o dva vzdialené tektonické elementy. Skôr je pravdepodobné, že v pôvodnej paleogeografickej konfigurácii boli tieto dve sedimentačné oblasti (hronikum a silicikum s. l.) blízko seba.

M. HOFFMAN and F. MARKO: **Deformation of the Malá Fatra Mts. granitoid body in the Dubná skala area (Western Carpathians)**

In the area of Dubná skala, situated within the granitoid body of the Malá Fatra Mts., the deformational processes are recorded in the brittle and brittle-ductile structures. There are two dominant systems of faults – shear zones, observable in the outcrop located NE–SW at the road cut under reconstruction, forming temporarily instructive rock defile. System of shear zones trending NE–SW with moderate dip to NW and system of generally E–W trending faults dipping

to the SE were found. Minor N–S trending sinistral strike-slips and oblique ESE–WNW sinistral/reverse faults dipping to the SSW were observed as well. Kinematics of these faults was interpreted mainly by evaluation of asymmetric structures as fracture steps and Riedel shears, observed at the slickenside surfaces.

The fault-slip data gained from the outcrop – the road cut were processed by paleostress analysis. Direct inversion method was used. Two distinctive tectonic events have been distinguished. As the main paleostress event responsible for fault activity stress field with NW–SE compression (σ_1 147°/3°) and subvertically oriented minimum principal stress axis (σ_3 249°/74°) has been determined. It generated or reactivated reverse, resp. thrust faults. Some steeply dipping discontinuities were reactivated as sinistral strike-slips as well. This strong paleostress event has been described in this part of the Western Carpathians as the Lower Miocene one (Marko et al., 1995).

During the younger tectonic-paleostress event the orientation of the stress field axes persisted, but the shape of stress ellipsoid changed. Stress axes σ_1 and σ_3 were mutually substituted. Maximum principal stress axis σ_1 was reoriented to subvertical position, meanwhile σ_3 became subhorizontal. This stress redistribution reactivated NE–SW thrusts as normal faults. This Middle Miocene – up to Pliocene event is responsible for the origin of the Malá Fatra Mts. marginal faults (Hók et al., 2002).

The samples from the shear zones for Ar-Ar dating were collected to confirm rigorously the age of above described single paleostress events, so far inferred only structurally. The samples are currently under preparation for dating procedure.

Acknowledgement. This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contract APVV-0279-07 and by the Comenius University grant G-08-100-00 FO 0942 111.

I. PEŠKOVÁ and J. HÓK: **Quaternary dynamics of the Liptovská kotlina Basin inferred from the travertine deposits disruption and Váh River terraces asymmetry**

The Liptovská kotlina Basin is situated in northern part of Slovakia. It is east–west elongated structure filled with the Paleogene sediments. The study area is situated in the westernmost part, where the travertine occurrence and well--preserved fluvial terraces are present. The age of travertine deposits is Pleistocene and Holocene (Němejc, 1928; Ivan, 1941; Vaškovský and Ložek, 1972). They overlay the Paleogene sediments as well as the fluvial terraces. The travertine deposits are tectonically affected with the fractures oriented in NNW–SSE and NE–SW to ENE–WSW directions. The NW–SE oriented fractures have been observed only in the Holocene travertine deposits. The NE–SW oriented fractures are older then the NNW–SSE oriented structures. The well-preserved fluvial terraces of Váh river were object of the studies in the past (Vitásek, 1932; Droppa, 1964; Vaškovský and Ložek, 1972). The terraces are mostly of composite type. According their relation to valley bottom four groups of terraces were distinguished. The uppermost group of terraces was considered as pre-Quaternary (Pliocene). The position of the terraces is evidently asymmetric. They are placed only on southern side of Váh river. This fact indicates tectonic activity of generally E–W oriented normal fault. The southern tributaries of Váh river segmented the terraces into several blocks with different amplitudes of the vertical movements. The tributary streams are oriented conformly with the younger (NNW–SSE) fractures observed in the Holocene travertine. According to morphotectonic analysis of the fluvial terraces and the travertine disturbing there is possible to postulate main features of the Quaternary dynamic in the western part of the Liptovská kotlina Basin. The extension generally oriented in NNE–SSW direction was active in the Pleistocene period. The extension generally oriented in NE–SW to E–W direction operates during the Holocene.

Acknowledgement. This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contract APVV-0158-06.

A. HLAVNOVÁ, J. HÓK and I. PEŠKOVÁ: **The Quaternary stress orientation changes related to the origin of the Demänová cave system**

The systematic tectonic/neotectonic joints have been investigated in the Demänová cave and the vicinity. Most of joints form single set of extensional subvertical fractures. The conjugate hybrid joint sets were less frequently observed. Two joints directions dominated in investigated area. The older joint system is oriented generally in NE–SW direction. This joint system was generated under NW–SE oriented extension. The younger joint pattern is oriented generally in NE–SW direction and was produced by extension oriented perpendicular to the joints orientation. The joints systems are comparable with fractures disturbing travertine in the Liptovská kotlina Basin. The NE–SW direction of the fractures was observed in the Pleistocene travertine while the Holocene travertine is penetrated by NW–SE oriented fractures. The stress components of the paleostress field changed orientation during Quaternary. The orientation of the Demänová cave corridors is similar to the joints system patterns. The oldest parts of the Demänová cave system are older than 1.2 Ma (Hercman et al., 2006). The origin of the cave corridors is most probably connected with changing of the extension stress component during Quaternary.

Acknowledgement. This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contract APVV-0158-06.

Posterová sekcia venovaná životnému jubileu prof. RNDr. M. Mišíka, DrSc.

Poster section devoted to Prof. RNDr. M. Mišík, DrSc. jubilee

D. ČUNDERLÍKOVÁ: **Kondenzované fácie toarku na lokalite Butkov (manínska jednotka, Západné Karpaty)**

Mnohé mezozoické pelagické sekvencie v alpsko-mediteránnej oblasti sa pokladajú za kondenzované a charakteristické vrstvami malej hrúbky so sprievodnými javmi bohatej fauny (Jenkyns, 19971).

Najrozšírenejším kondenzovaným horizontom v Západných Karpatoch je toark až bajok, ktorý je rozšírený v doméne centrálnych a Vnútorných Západných Karpát, hlavne v manínskom, vysockom, chočskom a silickom príkrove (Rakús a Határ, 1987).

Stratigraficky najmladšie kondenzované horizonty sú predovšetkým v manínskom (Manín, Butkov a Kostelec) a vo vysockom príkrove (Valaská Belá a Čierna Lehota), ale aj v czorsztynskej sukcesii bradiel (Vršatec; Rakús a Határ, l. c.).

Vyzberaná amonitová fauna toarského veku na lokalite Butkov (manínska jednotka) je v silne kondenzovaných sedimentoch. Na báze fosiliferného horizontu sa vyvinulo rýchlo spevnené vápencové dno (*hardground*) reprezentované nerovným povrchom a limonitickou kôrou. Schránky sa značne koncentrujú a pokrýva ich zelený povlak glaukonitu a chloritu. Z výbrusového materiálu sa dá usúdiť, že v podstatnej miere prevláda glaukonit, kým chlorit sa vyskytuje iba akcesoricky alebo úplne chýba.

Na Butkove ide o horizont bohatý na dobre zachované fosílie a ich fragmenty. Je tu zmiešaná fauna a fosílie v horizonte sú z rozličných paleontologických zón. Horizonty sú veľmi tenké. Podľa toho možno predpokladať, že ide o stratigrafickú kondenzáciu.

Výskyt zmiešaných fosílnych spoločenstiev zložených z fosílií rozličného veku ako jedno z kritérií rozlišovania stratigrafickej kondenzácie je v tomto horizonte nápadný. Predpokladá sa tam teda nízka sedimentačná a akumulačná rýchlosť.

Podľa Fürsicha (1979) je pre rýchlo spevnené vápencové dno (*hardground*) charakteristická cementácia, abrázia zrnami sedimentu a tvorba litoklastov.

Na povrchu rýchlo spevneného dna sa vytvára Fe-Mn kôra s nerovnakým alebo až nepravidelne zvlneným povrchom. Vo výbruse je viditeľné striedanie svetlých a tmavých nepravidelných lamín onkoidálno-stromatoidálneho tvaru. Podľa Rakúsa a Határa (1987) to môže poukazovať na postupný rast a zväčšovanie objemu kôry a môže naznačovať aj spoluúčasť organizmov (najpravdepodobnejšie rias typu *Cyanophyceae*).

Z výplavového materiálu získaného zo spomenutého horizontu sa vyseparovalo veľa onkoidov. Ide o viac-menej koncentrické limonitické inkrustačné laminy, ktoré veľmi pravdepodobne vznikli zo súčinnosti rias *Cyanophyceae*.

Do obrazu západokarpatských kondenzovaných fácií zapadá kondenzovaný horizont toarku na Butkove, ktorý v sebe nesie všetky typické znaky podobných horizontov. Tieto znaky podrobne opísal Rakús a Határ (l. c.)

Príspevok vznikol v rámci grantu UK G-08-178-00.

F. EBNER, A. VOZÁROVÁ, J. VOZÁR and S. KOVÁCS: **Late and post-Variscan paleogeographic and tectonic evolution of the ALCAPA region**

ALCAPA (Eastern **Al**ps/Austria; Central West **Ca**rpathians/Slovakia; basement of the northern **Pa**nnonian Basin with isolated outcrops of the Pelsõ Composite Terrane/Hungary) is one of the megaterranes of the Circum Pannonian domain that was amalgamated from the Middle Jurassic till the Early Miocene. Significantly, the Late Paleozoic units of ALCAPA are affected differently by the Variscan orogeny suggesting that they were derived from individual areas. Regarding Devonian–Permian sedimentation and Variscan metamorphism and deformation the following zones had been distinguished (Ebner et al., 2008; Vozárová et al., 2008):

(1) Variscan metamorphic zones in the Eastern Alps and Western Carpathians.

(2) Veitsch-Nötsch-Szabadbattyán-Ochtiná Zone, with beginning of the sedimentation in foreland/remnant basins in the front of zones (1) during the Early Carboniferous.

(3) Oceanic and volcano-sedimentary units in parts of the Eastern Alps and Western Carpathians affected by the Mid-Carboniferous event and with the unconformable continental cover.

(4) Siliciclastic turbiditic or pelagic carbonate environments without Variscan deformation and metamorphism (parts of the Graz Paleozoic; Szendrõ, Uppony Mts.) until the Bashkirian.

(5) Late Pennsylvanian–Permian shallow marine sediments concordantly following (4) in the Bükk and Uppony Mts.

(6) Continental molasse environments above (1–3).

The pre-orogenic units (1, 3) were accreted to the active Laurussian margin during the Variscan orogeny being derived from Paleozoic oceanic domains between Laurussia and Gondwana. Parts of the Pelsõ C. T. are characterized by 4 and 5. During the Late Paleozoic they were connected with the Dinaridic Sana-Una and the Serbian Jadar Paleozoics.

This Bükk-Jadar zone had a somehow equatorial position westwards of the ending of the Carboniferous Paleotethys, which remained an open oceanic segment at the end of the Variscan period (Karamata, 2006).

Acknowledgement. Research was sponsored by the projects: Austrian Science Fund (FWF) – Grant P 10277, the Slovak Science Fund (APVV) – Grant No. APVV-0438-06 and APVT – 51-002804 and Grant VEGA 2/0072/08.

L. FOJTÍKOVÁ, V. VAVRYČUK, A. CIPCIAR a J. MADARÁS: **Ohniskové mechanizmy z oblasti Dobrej Vody (Malé Karpaty)**

Dobrá Voda v 20. stor. patrila medzi seizmicky najaktívnejšie oblasti Slovenska. Makroseizmicky aj seizmometricky najvýznamnejším pozorovaným zemetrasením s epicentrom v dobrovodskej ohniskovej oblasti bolo zemetrasenie z 9. januára 1906 s magnitudom M_S = 5.7. a po ňom 16. januára s M_S = 5.1. Po týchto zemetraseniach sa v roku 1906 zaregistrovalo okolo 100 dotrasov s magnitudom 2.6–3.7. 5. marca 1930 bolo v tejto oblasti zemetrasenie s magnitudom 5.0 a v nasledujúcich mesiacoch séria takmer 30 slabých dotrasov. Pocítené zemetrasenia s epicentrom v okolí Dobrej Vody boli aj v rokoch 1967, 1977, 1991, 1992 a 1999. Ostatné zemetrasenie s makroseizmickými účinkami a magnitudom 3.2 sa zaznamenalo 13. marca 2006 s epicentrom pri Vrbovom. Moderné seizmometrické sledovanie zemetrasení v dobrovodskej ohniskovej oblasti sa začalo v roku 1985. Odvtedy seizmickú aktivitu územia monitoruje najmä lokálna sieť seizmických staníc v okolí Atómovej elektrárne Jaslovské Bohunice a od roku 2004 sa seizmické dáta dopĺňajú aj informáciami z Národnej siete seizmických staníc (NSSS).

Získané údaje sa použili aj na presnejšie vymedzenie hraníc dobrovodskej ohniskovej oblasti, ako aj na výpočet ohniskových mechanizmov s cieľom určiť možnú orientáciu zlomových plôch v oblasti.

Konfigurácia a počet staníc, teda aj lokalizačná schopnosť, sa od počiatku monitoringu seizmickej aktivity v oblasti niekoľko ráz zmenili. Aj preto sa na výpočet ohniskových mechanizmov vybrali zemetrasenia od roku 2000. Na ich analýzu sa použili zemetrasenia s lokálnym magnitudom $M_L \geq 1$, pretože tie zaznamenalo najviac staníc. Za predpokladu inej geologickej povahy javov z rozličných oblastí sa zemetrasenia rozdelili do troch podoblastí podľa epicentier, a to Dobrá Voda, Malé Karpaty a Považský Inovec.

Ohniskové mechanizmy sa počítali hlavne z nasadenia Pg fáz seizmických vĺn. Na výpočet ohniskových mechanizmov zemetrasení s magnitudom $M_L \geq 2$, ktorých bolo od roku 2000 10, sa použili aj Pn fázy seizmických vĺn, ktoré zaznamenali regionálne stanice. Ohniskové mechanizmy sa počítali programom FOCMEC (Snoke, 2003).

Z doterajších zistení sa dá vyčleniť dominantný typ ohniskového mechanizmu danej oblasti. Zväčša ide o horizontálny posun (*strike slip*), menej šikmý pokles, šikmý prešmyk alebo o prešmyk. Zároveň sa ukazuje, že sa ohniskové mechanizmy neobmedzujú len na jednu konkrétnu zlomovú zónu – dobrovodský zlom, ktorý sa prejavuje na povrchu v podobe rozhrania medzi sedimentárnou výplňou dobrovodskej depresie (vrchná krieda – terciér) a tektonickou jednotkou hronika na S Malých Karpát. Zdroje seizmicity v dobrovodskej ohniskovej oblasti treba pravdepodobne hľadať v hlbších tektonických rozhraniach šupín kryštalinika. Analýzou hypocentier zemetrasení sa v tejto oblasti indikovalo tektonické rozhranie vo vrchnej kôre v hĺbke 5–15 km. Rozhranie prechádza od viedenskej panvy popod Malé Karpaty a údolie Váhu smerom pod Považský Inovec. Doteraz určené typy ohniskových mechanizmov však korešpondujú s prevládajúcou predstavou o transpresno-transtenznom neoalpínskom tektonickom štýle jz. segmentu Západných Karpát.

Príspevok vznikol s podporou Agentúry pre vedu a výskum (projekt APVV 0158-06) a grantového projektu GA AV ČR IAA 3001 12 0801.

E. HALÁSOVÁ, S. OZDÍNOVÁ and J. SOTÁK: **Biostratigraphic and paleoecological interpretation of the Veľké Kršteňany borehole (Upper Nitra region) based on the calcareous nannofossils and foraminifers**

The Veľké Kršteňany borehole is situated in the Upper Nitra Paleogene Basin, belonging among the Inner Carpathian Paleogene basins.

The calcareous nannoplankton was studied in the Eocene sediments from the Veľké Kršteňany for biostratigraphical and paleoecological purposes. The studied assemble of the calcareous nannofossils was quantitatively and qualitatively rich. Nannoplankton zones NP 12–NP 16 (sensu Martini, 1971), characteristic for the Middle and Upper Eocene deposits, were determined.

In the lowermost part of the borehole the Nannoplankton Zone NP 12 – *Tribrachiatus orthostylus* was recognized, basing on the presence of the species *Ellipsolithus macellus* and *Tribrachiatus orthostylus*. This species has last occurrence on the top of this zone.

The Zone NP 13 – *Discoaster lodoensis* was recognized in the interval between samples VK 013 and VK 08 basing on the absence of *Tribrachiatus orthostylus*. This species has its last occurrence in the top of zone NP 12.

The Zone NP 14 – *Discoaster sublodoensis* was recognized basing on the appearance of *Laneternithus minutus*, which has his first occurrence at the base of Zone NP 14. In this zone the radiated bloom of the family *Discoasteraceae* with more than 10 % partition in the assemblage was found, indicating EECO (Early Eocene Climatic Optimum; Agnini et al., 2006). The most common species were *Discoaster barbadiensis* and *D. saipanensis*.

The top of *Discoasteraceae* – bloom was recognized in the samples VK 08–VK 05. In further samples their number decreased.

The Zone NP 15 – *Chiphragmalithus alatus* was recognized as a very poor nannofossil assemblage in the interval between samples VK 4–VK 10. In this zone, discoasters were very rare, being replaced by placoliths, such as *Dictyococites bisectus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus* and *Reticulofenestra* sp.

The Zone NP 16 – *Discoaster tani* nodifer was assigned by the presence of *Helicosphaera compacta*, which is characteristic for upper part of the Zone NP 16. This zone was designated for the interval VK 11–VK 15.

Foraminifers were also studied with comparable results. In the interval VK 015–VK 02 Soták recognized Middle Eocene – Ypresian foraminiferal biozone P9 with species *Subbotina (T) boweri*. The interval VK 02–VK 8 was assigned as Lower-Middle Lutetian with foraminiferal zones P10–P11, containing characteristic species *Acarinina cuneicamerata*, *A. bullbrooki*, *A. interposita* and *A. matthewsae*. The Upper Lutetian – foraminiferal biozones P11–P12 contain significant species *Morozovella aragonensis*, *M. crater*, *M. spinulosa* and Upper Lutetian – Bartonian, foraminiferal biozones P13–P14 contain the species *Acarinina (T.) topilensis* and *Morozovelloides crassata*.

Based on the study of the calcareous nannofossils in the Veľké Kršteňany borehole we can reconstruct the paleoenvironment. The nannofossil assemblage characterizes the period before EECO (interval between samples VK 015–VK 08), and the EECO period characterized by the *Discoasteraceae* – bloom (interval between samples VK 08–VK 4) and cooling term (from samples VK 5).

Acknowledgement. The research was supported by the Slovak Research Agency (APVV-51-011305).

B. CHALUPOVÁ and D. STAREK: **The fossil fish from the Menilite Beds of the Central Carpathian Paleogene Basin in the Orava region**

The study is focused on fossil fish in sedimentary sequences of Podtatranská skupina Group (Central Carpathian Paleogene Basin) from localities in the South and East Orava region (Northern Slovakia).

In studied localities the cycloid scales, bones and also incomplete remains of fish bones were found.The determined association of fish belong to family Clupeidae Bonaparte, 1831, Merlucciidae Adams, 1864, Serranidae Richardson, 1846, Trachinidae Risso, 1826 and Trichiuridae Rafinesque, 1810. The genus Palaeogadus simionescui (Simionescu, 1905) and Properca sabbai Paucă, 1929, are described for the first time in Slovakia.

All described fish remains were found in marine menilite--type shales. The menilite-type claystones represent the lowermost parts of Huty Fm. They form lens-like outnosing beds of variable thickness (from 5 to 10 m), covering areas of several tens to hundreds square metres. They are dark brown to black, very hard, silicified, non-calcareous, sporadically slightly calcareous claystones, with increased contents of manganese and organic matter, they have table parting at the brook outcrop. The good quantity fish scales were found, poorly preserved fish skeletons occurred rarely.

The spectrum of fish species from Oligocene menilite--type shales in localities in Orava belongs to the ichtyofaunal zone IPM 2 (NP 23), corresponding to association of biozone *Glossanodon musceli* and *Palaeogadus simionescui,* which defined Kotlarczyk and Jerzmańska (1988). The association of determined fish fauna is characterized by the change of depth conditions in Oligocene. The findings of *Clupea sardinites* and also *Palaeogadus simionescui, Properca sabbai, Serranus budensis, Trachinus minutus* and *Anenchelum glarisianum* indicate gradual moderate deepening. Their recent representatives mostly live in epipelagic water. The genus *Clupea sardinites* and *Trachinus minutus* can document gradual cooling in Oligocene (subtropical to temperate).

Acknowledgement. Thanks for financial support through the projects VEGA – 1/2035/05, 2/6026/26, 2/6093/26 and Project APVV-51-011 305.

V. KOLLÁROVÁ a Ľ. HRAŠKO: **Horniny kryštalinika v podloží centrálnej vulkanickej zóny Javoria**

V prácach Konečného et al. (1977, 1985), Štohla et al. (1981, 1985) a Štohla (1985) sa z deviatich vrtov z centrálnej vulkanickej zóny Javoria opísali xenolity podložného kryštalinika. Tie vystupujú vo vulkanických a intruzívnych horninách. Práce Konečného et al. (1972, 1989) podrobne charakterizujú tri vrty blízko centrálnej zóny, ktoré zachytili podložné kryštalinikum. Predpokladá sa, že ide o horniny kryštalinika veporika.

Náš výskum priamo nadväzuje na výsledky prác uvedených autorov a jeho cieľom bola podrobná mineralogická a petrografická charakteristika hornín z podložia nájdených vo vrtoch centrálnej vulkanickej zóny Javoria a blízkeho okolia.

Spomenutí autori z centrálnej zóny Javoria opísali nasledujúce typy xenolitov kryštalinika.

Amfibolity – *granatický amfibolit*. Z metráže vrtu KON-1, odkiaľ bol opísaný amfibolit alebo jeho relikty, sme získali tri vzorky, ale prítomnosť granatického amfibolitu sme vylúčili. Vo vzorkách boli iné typy hornín (pravdepodobne produkty magmatizmu a xenolit Ca silikátovej horniny lokálne obohatenej o Fe).

Granitoidy – *granodiority, granit s ružovými ortoklasmi a granodiorit sihlianskeho typu*. Z týchto granitoidov sme nezískali nijakú vzorku, a preto ich zaradenie do konkrétnych typov veporského granitoidu môžeme iba odhadnúť. Granodiority pravdepodobne zodpovedajú granodioritom veporského alebo hybridného typu. Granit s ružovými ortoklasmi zodpovedá biotitickým granodioritom až tonalitom sihlianskeho typu s ružovými porfyrickými až difúznymi draselnými živcami alebo porfyrickým biotitickým granodioritom ipeľského typu prevažne s ružovými výrastlicami draselného živca.

Ruly *– biotitická plagioklasová a granaticko-biotitická rula, biotitické ruly, sericitická pararula a nešpecifikovaná rula*. Xenolity ruly sa dajú zaradiť medzi granaticko-biotiticko-plagioklasové pararuly metamorfovaného plášťa tzv. hybridného komplexu. Z rulových xenolitov sme získali dve vzorky – granaticko-biotitickú a biotitickú rulu. Obidve majú znaky termálneho prepracovania vplyvom magmy, ktorá ich zachytila (prítomnosť magnetitu a hercynitu, červenkasté biotity). Biotitická rula bola prepracovaná aj vplyvom fluíd (prítomnosť fluidných inklúzií).

Iné typy xenolitov *– kryštalické bridlice, bližšie nešpecifikované xenolity z podložia, kremeň a aplit*. Kryštalické bridlice a aplity, z ktorých sme vzorky nezískali, pravdepodobne pochádzajú z hybridného komplexu veporika. Študovali sme iba tmavé šmuhovité xenolity z vrtu KŠ-33, ktoré pravdepodobne zodpovedajú xenolitom kryštalických bridlíc alebo podložného kryštalinika, aké opísal Štohl (1985). Zistili sme, že to nie sú xenolity kryštalinika, ale intenzívne termálne prepracované útržky pravdepodobne sedimentárnych hornín a xenolity bohaté na biotit, ktoré sa zachovali alebo vznikli pri termálnom prepracúvaní xenolitov.

Študovali sme aj niekoľko vzoriek z troch vrtov v blízkosti centrálnej zóny Javoria, ktoré zasiahli podložné kryštalinikum.

Vo vrte *KJ-35* sú v podloží vulkanického komplexu *granitoidné horniny*. Miko (in Konečný et al., 1989) opisuje ich dva typy – drobnozrnné svetlé leukokratné granity a strednozrnné až hrubozrnné porfyrické granodiority veporského typu. Horniny sú tektonicky porušené. Naše štúdium potvrdilo výskyt dvoch petrografických typov granitoidných hornín aj ich alpínske tlakové prepracovanie (šupinkovitý sericit, deformácia a rekryštalizácia kremeňa, ohnuté biotity). Muskovity, sericity a biotity z týchto hornín majú nízke horčíkové číslo (muskovity a sericity 25–40 a biotity 15–30). Horčíkové číslo biotitov je blízke hodnotám tohto parametra pri biotitoch neohercýnskych granitoidov typu A – hrončockého a klenovského typu. Datovaním monazitov sa získali údaje 260 ± 6 mil. rokov jemnozrnnejšieho a vrchný trias – spodná jura hrubozrnnejšieho typu. Podľa geologickej pozície vrtu, petrografickej charakteristiky vzoriek, nízkeho horčíkového čísla muskovitov a biotitov a vekových údajov možno obidva typy považovať za *granit hrončockého typu*, pričom jemnozrnnejšia varieta zodpovedá leukokratnému typu tohto granitu.

Vrt *KJ-39* zachytil intenzívne tektonicky porušené podložie prevažne z hybridných granitoidov obsahujúcich pararuly metamorfovaného plášťa (Miko in Konečný et al., 1989). Vzorku sme získali iba z granitoidnej horniny. Podľa petrografickej charakteristiky a porovnania analýz biotitov s analýzami iných biotitov z veporických granitoidov môžeme potvrdiť zaradenie vzorky z vrtu KJ-39 do *hybridného typu*.

Vrt *GK-7* (Konečný et al., 1972) zachytil ruly a amfibolity postihnuté intenzívnou dynamometamorfózou, mylonitizáciou a čiastočne diaftorézou. Tieto horniny možno priradiť k metamorfnému plášťu tzv. *hybridného komplexu*.

Z. KOMPANÍKOVÁ, J. VLČKO a M. BRČEK: **Vplyv teploty na stavebný a dokoračný kameň**

Porušovanie stavebného kameňa býva dôsledkom jeho rozdielnej odolnosti, ktorá vyplýva predovšetkým z charakteru štruktúrnych väzieb a ich degradácie v prírodných podmienkach. Príčinou bývajú najmä zmrazovacie a rozmrazovacie cykly a náhle zmeny teploty, pri ktorých nastávajú dilatačné zmeny vyvolávajúce v stavebnom kameni mikrotrhliny, vplyv soli, dynamika teplotno-vlhkostného režimu a pod.

Príspevok sa zameriava na zisťovanie termofyzikálnych vlastností hornín, ktoré z hľadiska teplotno-mechanického správania majú pri ich rozvoľňovaní podstatný význam. Výber litologických typov sa sústredil najmä na lokality využívajúce stavebný a dekoračný kameň. Sú to karbonátové horniny, ako je mramor z Tuhára, travertín z Ludrovej a Dreveníka, sedimentárne horniny, ako je pieskovec z Králik a Oravskej Jasenice, a z vulkanických vyvretých hornín andezit z Badína. Tieto horniny sú vystavené kolísaniu teploty, čo vyvoláva v skalných masívoch teplotné napätie (*thermal stress*) s rozdielnou teplotnou rozťažnosťou (*thermal expansion*) minerálnych zŕn. Na zhodnotenie vplyvu teploty na mechanické správanie horninového masívu treba poznať najmä prirodzené teplotné pole a termofyzikálne parametre hornín, medzi ktoré patrí koeficient tepelnej a teplotnej vodivosti, merné teplo a koeficient dĺžkovej teplotnej rozťažnosti.

Na zisťovanie teplotnej rozťažnosti a teplotnej deformácie hornín sa na Katedre inžinierskej geológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave zostrojil nový prístroj – termodilatometer. Termodilatometrické skúšky prebiehajú v dvoch teplotných cykloch, ktoré tvorí ohrev a chladenie. Popri zisťovaní termofyzikálnych vlastností sa na vzorkách určujú niektoré fyzikálne vlastnosti, ako je objemová merná hmotnosť, pórovitosť, nasiakavosť, rýchlosť šírenia ultrazvukových vĺn a pevnosť v prostom tlaku.

Príspevok vznikol v rámci grantového projektu VEGA 07-103-00, 08-098-00, grant UK 344/2008.

K. KRONOME a M. SÝKORA: **Brekcie v hallstattských vápencoch pri Silickej Brezovej**

Opisované brekcie sú z umelo odkrytého profilu pri Silickej Brezovej v Slovenskom krase v tektonickej jednotke silicika. Profil má pravú hrúbku 134 m a tvoria ho vápence vrchného triasu – tuvalu až sevatu, a to tisovské – waxenecké, hallstattské a dachsteinské. Dachsteinské sú s podložnými v tektonickom styku. Brekcie sú súčasťou súvrstvia hallstattských vápencov a študovali sa mikrofaciálnou analýzou. Vyskytujú sa v úseku profilu spadajúceho do spodného norika až alaunu.

Brekcie sú v profile v troch skupinách.

Prvú tvorí len jedna poloha v hĺbke 46,5 m. Karbonátová stylobrekcia sa skladá z klastov veľkých 1 až 3 cm. Vo výbruse možno vyčleniť štyri typy klastov s mikrofáciami, ktoré sa odlišujú hlavne kvantitatívnym zastúpením bioklastov.

Druhá skupina je v hĺbke 55–56 m. Výsledky mikrofaciálnej analýzy týchto brekcií sú v štádiu rozpracúvania. Pri terénnom výskume sa pozorovali bloky niektorých brekcií v kontakte s okolitými vrstvami tehlovočerveného hlbokovodného vápenca. Môže ísť o výplň kanálov. Druhou možnosťou je, že kalovým vápencom sú veľké intraklasty v brekciách.

Tretiu skupinu tvorí súbor brekcií v hornej časti (64 až 80 m) láksko-alaunského intervalu. Mikrofaciálne sa z nej skúmalo niekoľko polôh.

Brekcia v prvej študovanej polohe obsahuje medzihmotu a v klastoch veľkých 2 mm až 4 cm sa okrem tradičných bioklastov typických pre hallstattské vápence – hlavne fragmentov schránok lastúrnikov, dierkavcov, ostnatokožcov, lastúrničiek a globochét – nachádzajú aj naselariové formy mrežovcov. Nadložné sedimenty – brekcia a karbonátový pieskovec a siltovec – neobsahujú medzihmotu. Na styku klastov sa vytvorili stylolity. Zloženie litoklastov týchto brekcií je podobné, ale mení sa ich veľkosť a smerom k podložiu sa zjemňujú. Poslednú polohu brekcií tvorí veľkostne nevytriedený tektonicky usmernený karbonátový siltovec až pieskovec. Veľkosť zŕn je od 0,045 do 1 mm. Pri terénnom výskume sa v rámci jednej vrstvy brekcií pozorovalo gradačné zvrstvenie.

Zaujímavé je, že sa vo vrstve nachádzajúcej sa v bezprostrednom podloží tretej skupiny brekcií vo výbrusových preparátoch pozorovali neptunické dajky. Brekcie tretej skupiny, ktoré prerušuje synsedimentárna sklzová vrása, svedčia o svahovom prostredí a o činnosti gravitačných tokov, pravdepodobne o seizmickej aktivite resp. o možnom kolísaní úrovne morskej hladiny. Zjemňovanie zrnitosti smerom do nadložia môže znamenať postupné vyznievanie týchto vplyvov alebo vzďaľovanie panvy od zdroja. V brekciách sa ojedinele vyskytujú červenkasté rohovce, ktoré sú na pohľad podobné rohovcom z vápenca v neďalekom „Veľkom lome", ktoré opísal napr. Mišík (1973), ako aj Mišík a Borza (1976). V budúcnosti plánujeme vo výskume týchto brekcií pokračovať.

Prácu podporila Agentúra na podporu výskumu a vývoja pod kontaktným číslom APVV-0571-06, VEGA 1/4035/07 a APVV--0280-07.

Ľ. PEČEŇA a R. VOJTKO: **Geologická a tektonická stavba Zliechovskej hornatiny v oblasti Valaská Belá – Homôľka – Čierna Lehota**

Paleogeografická doména krížňanského príkrovu s. s. z geometrického hľadiska predstavuje panvu približne kosoštvorcového tvaru. Na Z vyznieva v podloží viedenskej panvy a na V za humenskou štruktúrou. Osou panvy je zliechovský hlbokovodný sedimentačný priestor, pozdĺž ktorého okrajov sú elevácie s plytkovodným prostredím alebo prechodné oblasti. V severných marginálnych priestoroch panvy bol jedným z plytkovodných bazénov aj beliansky sedimentačný priestor. V jure bol vyplnený výlučne plytkovodnými sedimentmi. V Zliechovskej hornatine Strážovských vrchov je beliansky čiastkový príkrov najspodnejšou tektonickou štruktúrou krížňanského príkrovu s. l. Štruktúrne v najvyššej pozícii je zliechovská jednotka (krížňanský príkrov s. s.). Medzi nimi sú vklinené tektonické šupiny prechodného vývoja a „šupinové pásmo Kremeniny". Tvoria ich sedimenty plytkovodného aj hlbokovodného charakteru. Šupinové pásmo Kremeniny obsahuje sedimenty typické ako pre zliechovský, tak aj pre beliansky vývoj. Súčasná kompozícia krížňanského príkrovu s. s. a čiastkových príkrovov je pravdepodobne výsledkom troch hlavných deformačných fáz. Prvou je samotné sunutie príkrovového telesa v období po turóne. Pri sunutí nastala fragmentácia príkrovového telesa a vznikla imbrikovaná stavba. Ako výsledok tohto procesu sa zrejme vytvorila aj ležatá vrása belianskeho príkrovu. Druhou deformačnou fázou bola paleogénna kompresia smeru V–Z. S ňou súvisí vznik antiformnej stavby, vývoj transpresných sinistrálnych zlomov orientovaných v smere SZ–JV a východovergentných duplexov v triasovom vývoji. V tretej, kompresnej deformačnej fáze – pravdepodobne v spodnom miocéne – sa vytvorili vrásy a prešmyky s juhovergentnou kinematikou.

A. RUMAN a N. HUDÁČKOVÁ: **Miocénne mäkkýše z vrtu Kúty 45 (viedenská panva, Slovensko)**

Vrt Kúty 45 zachytil vrstvový sled miocénnych sedimentov vznikajúcich na riasovej bioherme alebo v jej tesnej blízkosti. Vek uloženín sa stanovil na báden až sarmat. Z vrtu sa opísalo 49 druhov mäkkýšov odobraných z 11 vzoriek. Z tohto počtu pripadá 32 druhov na ulitníky, 14 na lastúrniky a tri na chitóny. Dva druhy z nich – *Callochiton laevis* a *Cryptoplax weinlandi* – boli zo slovenskej časti viedenskej panvy opísané prvý raz. Z nájdených mäkkýšov je najhojnejší druh *Bittium* (*Bittium*) *reticulatum* (Costa), ktorý v niektorých častiach tvorí až 90 % celkových asociácií mäkkýšov. Z hľadiska trofickej štruktúry študovaných asociácií jednotlivých vzoriek najväčšie percento pripadá na detritofágy a menej na filtrátory. Predátory sú zastúpené v nepatrnom množstve. Okrem mäkkýšov sa našli aj červy (*Polychaeta*), machovky, ježovky (*Cidaridae, Diadematidae*), ostrakóda, brachiopóda, kostičky a otolity rýb a dierkavce.

Celý vrstvový sled sa na základe sedimentológie a paleoekológie organizmov rozdelil do troch častí. Podložie tvoriace vnútrošelfové siliciklastické sedimenty, druhú časť vlastná riasová bioherma a tretiu nadložné siliciklastické sedimenty vzniknuvšie pri splytčovaní a vysladzovaní sedimentačného priestoru.

1. V podloží (523–519,9 m) chýbala fauna mäkkýšov a jeho foraminiferové spoločenstvá sedimentov boli diametrálne odlišné od spoločenstiev nadložných vrstiev. Vysoké percento tvorili euryoxibiontné rody – *Bulimina* a *Bolivina*, ktoré veľmi dobre tolerujú zníženie obsahu O2 pri dne, ako aj druhy hlbokovodnejšieho charakteru (*Hansenisca soldanii* a planktonické druhy *Globigerina bulloides* a *Paragloborotalia mayeri*). Tieto spoločenstvá pravdepodobne reprezentujú bulimino-bolivinovú zónu vrchného bádenu (Kováč et al., 1999).

2. Najmohutnejším členom súvrstvia je komplex bádenských karbonátových biohermových sedimentov (519,9–490,5 m) hrubý približne 30 m. Komplex sa

vyznačuje cyklickým striedaním ílovitých a piesčitoílovitých sedimentov so sedimentmi vápencovej povahy. Vo vrchnej časti sa cyklickosť vytráca a striedanie je skôr periodické. Piesčitoílovité medzivrstvičky sú pravdepodobne produktom splachu a obsahujú zväčša alochtónnu morskú faunu. Naznačuje to aj druhové zloženie faunistického spoločenstva, ktoré na jednej strane tvoria stenohalinné druhy (*Nucula, Chlamys, Cidaridae, Diadematidae, Neoselachii* atď.) a na druhej druhy znášajúce čiastočné vysladzovanie prostredia (*Bittium, Alvania* a *Gibbula*).

V hĺbke 497,9 až 497,6 m je vyvinutá ustricová lavica. Veľký výskyt ustríc druhu *Ostrea* (*Ostrea*) *digitalina* Dubois s riasami rodu *Mesophyllum, Archaeolithotamnium, Lithothamnium* a *Lithophyllum* býva charakteristický pre litorálne prostredie s vysokou kinetickou energiou, normálnou salinitou a vodou bohatou na živiny.

3. V nadloží (490,5–480 m) sú euryhalinné dierkavce (prevažne druh *Ammonia vienensis* a *Elphidium* sp.), indikujúce hyposalinné, plytkovodné prostredie. Tieto spoločenstvá sú pravdepodobne prechodnou zónou báden/sarmat (Ammonia beccari v zmysle Grilla, 1943). Na základe fauny mäkkýšov sa prítomnosť tejto zóny nedala potvrdiť ani vyvrátiť.

Príspevok vznikol vďaka podpore grantu APVV 0280-07. Autori ďakujú spoločnosti Nafta, a. s., za poskytnutie študijného materiálu.

L. RYŠAVÁ a Ľ. SLIVA: **Architektúra sedimentárnej výplne neogénnych usadenín v severnej časti viedenskej panvy (ložisko Hrušky)**

Študovaná oblasť je vo východnej časti moravskej ústrednej priehlbiny, a to pri jej styku s hodonínsko-gbelským hrastom. Štruktúru ložiska možno definovať ako najmohutnejšiu stavebnú jednotku v moravskej ústrednej priehlbine. Zo sedimentologického hľadiska predstavujú Hrušky produkty deltovej sedimentácie. Ich evolúciu odráža vývoj delty a reakcia na tektonické pohyby viažuce sa predovšetkým na lanžhotsko-hrušecký zlomový systém.

Z geologického hľadiska je podpovrchová stavba strednobádenských až vrchnobádenských a sarmatských sedimentov lokality veľmi zložitá, lebo oblasť lanžhotsko-hrušecký zlom delí na dve časti – poklesnutú a vysokú kryhu. Pre tesniace vlastnosti má zlom dôležitý ložiskový význam. Paleogeografia, hrúbka sedimentov a celkový vývoj každej kryhy sú celkom odlišné a na tomto základe sa charakterizujú sedimenty stredného a vrchného bádenu z vysokej a sarmatu z poklesnutej kryhy.

Výsledky sa získali štúdiom karotážnych a v menšej miere seizmických profilov. Spracúvali sa analýzou tvaru karotážnych kriviek (trendová analýza) a seizmických profilov. Hlavnou úlohou pri interpretácii bolo sledovať faciálny vývoj v smere transportu materiálu, ktorý šiel zo JZ na SV, a korelovať seizmické a karotážne profily. Na ich základe sa interpretovala sekvenčná stratigrafia sedimentov, vyčlenili sa systémové sústavy a sekvenčné rozhranie typu SB1 a SB2.

Konečným zistením bolo, že pre strednobádenské sedimenty je charakteristické transgresívne nasadanie na spodný báden čiže na sekvenčné rozhranie typu SB1. Z litologického hľadiska ide o vrstvy lábskeho piesku na báze stredného bádenu a litotamniové biostrómy vo vyššej časti. Obidve súvrstvia sú charakteristické pre transgresívnu systémovú sústavu. Medzi sedimentmi stredného a vrchného bádenu sa zistila krátka regresná udalosť, ktorú charakterizuje dolné „prilepenie“ (*downlap*) v seizmickom profile. Vrchný báden predstavuje sedimentáciu v transgresívnej sústave. Polohy lábskeho piesku a vrstvy litotamniového vápenca sú veľmi dôležité pre akumuláciu uhľovodíkov.

V sarmate sa charakterizuje viac systémových sústav bez zjavnej erózie. Obdobie sa začalo sladkovodnou sedimentáciou systémovej sústavy nízkeho stavu, ktorá prechádzala do transgresívnej sústavy s povrchom maximálnej záplavy, a sedimentácia ďalej pokračuje v systémovej sústave vysokého stavu. Vo vrchnom sarmate sa znova znížila salinita a nastala sedimentácia v systémovej sústave nízkeho stavu. Z hľadiska akumulácie uhľovodíkov sú dôležité polohy spodnosarmatského a vrchnosarmatského piesku.

M. SENTPETERY, J. HÓK, V. KOTRČOVÁ a I. SLÁVIKOVÁ: **Geologická stavba juhozápadného okraja Krivánskej Fatry**

Skúmaná oblasť je v jz. časti Krivánskej Fatry medzi Nezbudskou Lúčkou a Belianskou dolinou. Na geologickej stavbe oblasti s monoklinálne uloženými vrstvami so sklonom na S až SZ sa zúčastňujú štyri hlavné západokarpatské tektonické jednotky – tatrikum, fatrikum, hronikum a manínska jednotka, chápaná ako súčasť tzv. pribradlovej zóny. Celé územie má znaky vrásovoprešmykovej stavby s vrásovými osami orientovanými generálne v smere SV–JZ, čo poukazuje na kompresný až transpresný režim s maximálnym napätím v smere SZ–JV. Pre priebeh príkrovovej línie fatrika je charakteristická jv. vergencia vrás v čele spätne sunutého príkrovu, ktorý v študovanej oblasti reprezentuje jedine mraznické súvrstvie. O prejavoch spätných násunov svedčí aj tektonický styk dolomitov hronika s rozličnými horninovými členmi tatrického obalu. Zvyšky manínskej jednotky presunuté z priestorov pieninského bradlového pásma vystupujú v príkrovovej pozícii v nadloží sedimentov bielopotockého súvrstvia. Aj tento fakt poukazuje na juhovergentné pohyby fungujúce pravdepodobne od spodného miocénu a odzrkadľujúce tektonické udalosti, ktoré prebiehali v bradlovom a flyšovom pásme.

B. SOPKOVÁ a R. PROCHÁC: **Elektrosekvenčná analýza sedimentov sarmatu v severnej časti viedenskej panvy**

Práca podrobnejšie študuje sedimentárnu výplň sarmatu v štruktúre Hrušky, situovanej v severnej časti viedenskej panvy na poklesnutej a vysokej kryhe lanžhotsko-hrušeckého

zlomového systému. Keďže sedimentárny záznam sarmatu sa v seizmike 3D vyznačuje subhorizontálnym usporiadaním reflexov bez ich jasne definovaného vzájomného ukončenia, na štúdium usadenín sarmatu sú najvhodnejšie karotážne merania z vrtov a ich vzájomná korelácia. V rámci metodiky sa využili princípy elektrosekvenčnej analýzy a sekvenčnej stratigrafie, ktoré na základe sledovania progradačných, agradačných a retrogradačných trendov jednotlivých parasekvencií v priestore umožňujú začleniť ich do systémových sústav.

Sarmatskú sedimentárnu výplň moravskej ústrednej priehlbne možno vo všeobecnosti rozdeliť na tri samostatné celky s odlišnými podmienkami depozície. Sedimenty sarmatu všeobecne vykazujú nahor hrubnúci trend a podľa neho sa dá predpokladať postupné splytčovanie depozičného prostredia.

Na karotážnych záznamoch na báze usadenín sarmatu vystupujú lokálne blokovité a lievikovité tvary kriviek SP s agradačno-progradačným trendom parasekvencií zodpovedajúcich sústave nízkeho stavu hladiny LST. Parasekvenčné súbory predstavujú systém distribučných kanálov zarezaných do podložných pelitov vrchného bádenu. Sedimenty spodného sarmatu postupne nadobúdajú retrogradačný charakter (lievikovitý tvar kriviek SP), naznačujúci počiatok stúpania eróznej bázy a neskorší nástup sedimentácie v podmienkach transgresie. Vrchnú hranicu LST tvorí povrch maximálnej regresie zreteľne sa prejavujúci nástupom ílovitých sedimentov vrchnej časti spodného sarmatu s občasnými polohami piesku, ktoré sa vyznačujú agradačným trendom parasekvencií. Sedimenty najvyššej časti spodného sarmatu zaraďujeme do transgresívnej sústavy TST. Nad povrchom maximálnej záplavy, ohraničujúcim zhora sedimenty spodného sarmatu, sú uložené vrchnosarmatské sedimenty s výrazným agradačným až progradačným charakterom jednotlivých parasekvenčných súborov. V tejto časti sedimentárneho záznamu prevládajú blokovité a lievikovité tvary karotážnych kriviek zodpovedajúce kontinuálnym piesčitým telesám značnej hrúbky (40–100 m), ktoré sa usadzovali v podmienkach vysokého stavu hladiny HST pri postupnom vysladzovaní depozičného prostredia, ktoré v tom období nadobúdalo brakický charakter.

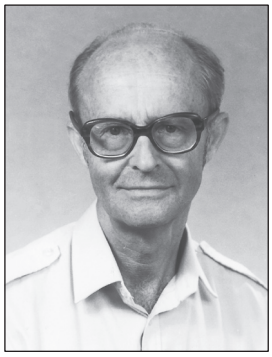
Práca vznikla s finančnou podporou APVV – LPP-0120-06.

R. SYNAK: **Sekvenčná stratigrafia a depozičné systémy dunajskej panvy v panóne**

Dunajská panva, ktorú na Slovensku geograficky tvorí Podunajská nížina, je severnou časťou panónskeho panvového systému. Paleogeografiu v tejto oblasti v panóne ovplyvňovala druhá fáza riftingu, ktorý sa inicioval na začiatku tohto obdobia. Neskôr – v strednom a vrchnom panóne – bol región pod vplyvom postriftovej subsidencie. V slovenskej časti dunajskej panvy sa v panóne usadilo ivanské súvrstvie a spodná časť beladického súvrstvia (Kováč, 2000). Pre sedimentárny záznam spodného panónu sú charakteristické konglomeráty na okrajoch panvy s pieskovcovými vrstvami na báze. Popri už jestvujúcej delte v rišňovskej priehlbine, ktorá sa posunula smerom na J do panvy, sa vyvinuli malé deltové systémy aj v komjatickej priehlbine. Sedimentácia v rišňovskej delte pokračovala usadzovaním vápnitého ílu, ílovca a konglomerátov v sladkovodnom a terestriálnom prostredí deltovej plošiny (Kováč et al., 2006). Elektrokarotážnymi meraniami a seizmostratigrafickou analýzou sa zistilo, že spodnopanónsku sedimentáciu, kontrolovanú relatívnymi zmenami morskej hladiny, charakterizuje tektonicky kontrolovaná sekvenčná hranica SB1 na okrajoch panvy a jej prislúchajúca hranica SB2 v panve. Neskorú sústavu vysokého stavu hladiny dobre dokumentuje nútená regresia a posun rišňovskej depresie smerom do panvy v skorom panóne. Miernu tektonickú subsidenciu v neskoršom období korigoval prínos sedimentu. Systém nízkeho stavu hladiny a transgresívny systém v období stredného panónu je ťažko rozoznateľný. Výnimkou sú sedimentárne fácie hlbokého erozívneho piesku (tzv. veľký panónsky piesok). Smerom nahor sa v strednom panóne postupne vyvinula sústava vysokého stavu hladiny. Depozičné systémy sladkovodných sedimentov panónskeho jazera sa rozlišujú ťažko, ale väčšie erozívne udalosti v tomto období možno označiť. Počiatočná je pod vrchom brakických sedimentov stredného panónu a po nej nasledovalo usadzovanie uhoľných vrstiev. Polohy modrozeleného anoxického ílu patria relatívne vysokému stavu hladiny. Prekrývajú ich usadeniny aluviálneho a riečneho prostredia. Nasledujúci erozívny povrch je na báze pontu (7,1–6,8 Ma).

K životnému jubileu profesora M. Mišíka

The jubilee of professor M. Mišík



Začiatkom novembra oslávil 80. narodeniny popredný vysokoškolský pedagóg a významná osobnosť karpatskej geológie prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc.

Jubilant patrí medzi najvýznamnejších slovenských geológov a významných odborníkov v stratigrafii, sedimentológii, mikrofaciálnej analýze, v paleogeografii a v ďalších geologických disciplínach spätých najmä so štúdiom sedimentárnych hornín. S jeho osobou je spätá nielen mimoriadne široká škála nových vedeckých poznatkov o karpatskej geológii, ale aj výchova už viacerých generácií slovenských a zahraničných geológov a kvalifikovaných vedeckovýskumných pracovníkov.

Prof. Milan Mišík sa narodil 3. novembra 1928 v Skalici. Vysokoškolské štúdium prírodopisu a zemepisu skončil na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave. Univerzitné štúdiá, počas ktorých svoj záujem postupne sústreďoval na geologické disciplíny, zavŕšil v roku 1951 a po rigoróznych skúškach v roku 1952 nastúpil na katedru geológie a paleontológie, od roku 1970 tam nepretržite pôsobil ako univerzitný profesor. V rokoch 1966 až 1970 bol jej vedúcim. Tomuto pracovisku zostal verný dodnes. Vynikajúce pedagogické a vedecké schopnosti jubilanta ocenili aj študenti na zahraničných univerzitách. Bol profesorom na Kube (Universidad de la Habana, 1963–1965) a v Alžírsku (Université de Constantine, 1981–1983) a v rámci krátkodobých kurzov prednášal na univerzite v Krakove, Toulouse a v Madride.

Jubilant sa aktívne zapájal do práce vedeckých spoločností a vykonával v nich rad funkcií (bol tajomníkom bratislavskej pobočky Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu, predsedom bratislavskej pobočky SGS, tajomníkom SGS, tajomníkom Národného geologického komitétu ČSSR, tajomníkom sedimentologickej komisie KBGA, korešpondentom za ČSSR v Medzinárodnej asociácii sedimentológov a i.). Aktívne sa zúčastňoval na medzinárodných vedeckých akciách a zapojil sa do riešenia viacerých medzinárodných vedeckých projektov. V osobe jubilanta a v jeho celoživotnom diele sa snúbi vysoká odborná erudovanosť tvorivého vedca a organizátora vedeckého výskumu, nezištná obetavá práca svedomitého univerzitného pedagóga, ale aj nadšeného popularizátora prírodných, a najmä geologických vied. Skĺbenie a prepojenie uvedených činností a ich výsledkov zaraďuje prof. M. Mišíka medzi významné osobnosti celej slovenskej vedy.

Odborný záber vzácneho jubilanta je veľmi široký. Svedčí o tom jeho bohatá a rôznorodá publikačná činnosť. Tvorí ju vyše dvesto vedeckých štúdií, monografických prác, učebných textov i populárno-vedeckých príspevkov. Najčastejším objektom jeho bádania boli sedimentárne horniny. Venoval sa ich genéze, ale aj ich využívaniu na modelovanie paleogeografických, paleotektonických, paleoklimatických a paleoceánografických podmienok, ktoré ich vývoj ovplyvňovali. Na takýto komplexný prístup k ich štúdiu predurčovali jubilanta jeho hlboké teoretické vedomosti a praktické poznatky tak zo sedimentárnej petrografie a sedimentológie, stratigrafickej geológie, ako aj z mikropaleontológie. Prínos do poznania paleogeografie a paleotektoniky Západných Karpát predstavovali rekonštrukcie prostredí opierajúce sa o faciálnu analýzu obliakov kriedových a terciérnych zlepencov. Získané poznatky významne posunuli paleogeografické a palinspastické úvahy o postavení Západných Karpát v rámci alpínskeho vývoja tetydnej oblasti a korelácie s priľahlými segmentmi alpsko-karpatského orogénneho pásma. Významný je osobný prínos jubilanta pri tvorbe vysokoškolských učebníc. V posledných štyroch rokoch skončil tri monografie zamerané na sumárny prehľad sedimentárnych hornín Slovenska. Práca prináša časovo-priestorový pohľad na vývoj depozičných bazénov Západných Karpát a ich sedimentárnych výplní formujúcich sa v priebehu historického vývoja Zeme.

Prof. M. Mišík bol nesporne významným organizátorom vedy a vedeckého geologického výskumu. Viedol rad výskumných úloh zameraných na aktuálne otázky stratigrafie a paleogeografie mezozoika a kenozoika Západných Karpát.

Bol členom vedeckých prác viacerých geologických inštitúcií (Prírodovedeckej fakulty UK, GÚDŠ, GÚ SAV a i.), členom vedeckých kolégií a atestačných komisií. Aktívne pracoval v redakčných radách významných geologických časopisov (Geologica Carpathica, Mineralia Slovaca a i.). Výrazne zapojil do výchovy niekoľkých generácií slovenských, ale aj zahraničných geológov. Zoznam mladých geológov, ktorých vedecky formoval či už ako školiteľ, konzultant, oponent kandidátskych a doktorských dizertačných prác, je veľmi rozsiahly. Vychoval rad odborníkov hrdo sa hlásiacich k slovenskej sedimentologickej, mikrofaciálnej a stratigrafickej škole vybudovanej a zveľaďovanej prof. M. Mišíkom, škole, ktorá si výsledkami vedeckého bádania získala medzinárodné uznanie.

Nezanedbateľná je aj jeho vedecko-popularizačná práca jubilanta (publikácia Štafeta vedy, Geologické exkurzie po Slovensku). Publikoval desiatky článkov v dennej tlači aj v populárnych časopisoch, vystupoval v rozhlasových reláciách, prednášal pre rozličný okruh záujemcov. Jeho zásluhou sa z mnohých neodborníkov stali nadšenci geológie a aktívni ochrancovia krásy mnohých geologických výtvorov, ktoré vznikli počas zložitej geologickej histórie nášho územia.

Výrazom verejného uznania celoživotného vedeckého a spoločenského prínosu prof. RNDr. Milana Mišíka, DrSc., je rad ocenení pri rozličných príležitostiach. Je čestným členom SGS, Rakúskej a Poľskej geologickej spoločnosti, držiteľom Medaily Jána Slávika SGS, Medaily Dimitrija Andrusova, nositeľom Zlatej medaily Univerzity Komenského, Prírodovedeckej fakulty UK a i.

Kolektív pedagógov a vedeckých pracovníkov Katedry geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK vníma toto vzácne jubileum ako príležitosť zhodnotiť prácu jubilanta a ukázať na jeho prínos do pokladnice vednej disciplíny a do rozvoja vzdelania našej spoločnosti.

Vážený pán profesor, prijmite srdečné blahoželanie a úprimné poďakovanie za prácu, ktorú ste vykonávali a stále vykonávate v prospech Prírodovedeckej fakulty UK a jeho katedry geológie a paleontológie. Do ďalších rokov Vám želáme najmä pevné zdravie, aby ste mohli naplniť mnohé z doteraz ešte neuskutočnených pracovných predsavzatí, ale tiež aby sa Vám splnili Vaše každodenné osobné želania v práci aj v osobnom živote.

Prof. RNDr. Dušan Plašienka, DrSc.,
prof. RNDr. Daniela Reháková, CSc.,
a kolektív Katedry geológie a paleontológie
Prírodovedeckej fakulty UK

Prof. M. Mišík – Zoznam najvýznamnejších prác

Mišík, M., 1966: Mikrofacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the West Carpathians. *Bratislava, SAV, 269.*

Fusán, O., Gorek, G. & Mišík, M., 1968: Geológia čsl. Karpát v diele Československá vlastivěda. Díl I, sv. 1. Praha, 155–242.

Mišík, M., 1976: Geologické exkurzie po Slovensku. *Bratislava, SPN, 359.*

Mišík, M., 1997: Slovakia. *In: E. M. Moores and R. W. Fairbridge (eds.): Encyclopedia of European and Asian regional geology. Chapman et Hall, London, 656–664.*

Mišík, M., Chlupáč, I. & Cicha, I., 1985: Stratigrafická a historická geológia. *Bratislava, SPN, 570.*

Mišík, M. & Marschalko, R., 1988: Exotic conglomerates in flysch sequences: Examples from the West Carpathians. *In: M. Rakús, J. Dercourt and A. R. M. Nairn (eds.): Evolution of the Northern margin of Tethys. Mém. Soc. Géol. France. N. s. 154, 95–113.*

Mišík, M., 1990: Štafeta vedy. *Bratislava, Obzor, 376.*

Mišík, M. & Reháková, D., 2004: Psefitické horniny (štrky, brekcie, zlepence) Západných Karpát. *Bratislava, Veda, 132.*

Mišík, M. & Reháková, D., 2007: Dolomity, dolomitizácia a dedolomitizácia v horninách Západných Karpát. *Bratislava, Veda, 84.*

Mišík, M. & Reháková, D. (in print): Vápence Slovenska – I. časť (biohermné, krinoidové, sladkovodné, ooidové a onkoidové vápence). *Bratislava, Veda.*

Zoznam starších prác autora z rokov 1953 až 1986 (spolu 83 položiek) uverejnili Geologické práce, Spr., 88, s. 16–19 a popularizačných prác (25 položiek) na s. 20.
Doplňame novšie práce jubilanta z rokov 1987 až 2006.

Mišík, M., 1987a: The Alga *Halicoryne carpatica* n. sp. from Upper Triassic of Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 4, 285–293.*

Mišík, M., 1987b: On the relation of Central West Carpathians and Northern Apuseni Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 6, 643–650.*

Michalík, J. & Mišík, M., 1987: Mezozoická paleogeografia a faciálny vývoj sedimentácie v Západných Karpatoch z hľadiska možnosti výskytu fosfátov a bauxitu. *In: P. Grecula, K. Együd a I. Varga (eds.): Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín (II. geologické dni Jána Slávika), Košice, 367–384.*

Mišík, M., 1988: Pebble dedolomitization in conglomerates of the Pieniny exotic ridge and in other West Carpathian conglomerates. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 3, 267–284.*

Mišík, M. & Marschalko, R., 1988: Exotic conglomerates in Flysch sequences: examples from the West Carpathians. *In: M. Rakús, J. Dercourt and A. E. M. Nairn (eds.): Evolution of the northern margin of Tethys. Mém. Soc. Géol. France, N. s. 154, 95–113.*

Soták, J., Houša, V. & Mišík, M., 1988: West Carpathians algae of the Genus Triploporella Steinmann, 1880 – application to Barrattollo´s classification. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 3, 323–352.*

Mišík, J., Mock, R., Rakús, M. & Biely, A., 1989: The area of Mesozoic sedimentation of the Mecsek and Northern Apuseni Mts. was not situated in the West Carpathians. *In: M. Rakús, J. Dercourt & A. E. M. Nairn (eds.): Evolution of the Northern margin of Tethys. Mém. Soc. Géol. France, N. s., 154/II, 69–79.*

Mišík, M., Mock, R., Rakús, M. & Biely, A., 1989: The sedimentation area of the Mecsek was not in the West Carpathians. *Geol. Práce, Spr., 90, 7–22.*

Mišík, M., 1990a: Urgonian facies in the West Carpathians. *Zem. Plyn Nafta, 9a, 25–54.*

Mišík, M., 1990b: Substratum of the Flysch and the Klippen Belt of the West Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 45, 21–30.*

Mišík, M., Rakús, M., Michalík, J., Mock, R., Ďurkovič, T., Koráb, T., Marschalko, R., Mello, J., Polák, M. & Jablonský, J., 1990: Paleogeographic development of the West Carpathians: Anisian to Oligocene. *In: M. Rakús, J. Dercourt and A. E. M. Nairn (eds.): Evolution of the Northern margin of Tethys. Mém. Soc. Géol. France, N. s., 154/III, 39–62.*

Mišík, M., 1991: Pebble composition and source of Senonian Valchov Conglomerates (Brezovské and Čachtické Karpaty Mts.). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 47, 11, 5–35.*

Řehánek, J. & Mišík, M., 1991: New Upper Cretaceous cyst Pithonella siniformis n. sp. (Calciodinellaceae) from Eastern Algeria. *Geol. Carpath., 42, 111–116.*

Mišík, M., Sýkora, M. & Jablonský, J., 1991: Strihovské zlepence a juhomagurská kordiléra. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 14, 7–72.*

Mišík, M., Sýkora, M., Mock, R. & Jablonský, J., 1991: Paleogene Proč Conglomerates of the Klippen Belt in the West Carpathians, material from Neopieninic Exotic Ridge. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 46, 9–101.*

Mišík, M., Jablonský, J., Ožvoldová, L. & Halásová, E., 1991: Distal turbidities with pyroclastic material in Malmian radiolarites of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 42, 6, 341–360.*

Mišík, M. & Jablonský, J., 1991: Podklady k paleogeografickej mapke albu Západných Karpát. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 15, 7–23.*

Mišík, M., 1992: Pieniny Klippen Belt in relationship with Mesozoic and Tertiary volcanism. *Západ. Karpaty. Sér. Geol., 16, 47–64.*

Kantor, J. & Mišík, M., 1992: Isotopic composition of oxygen and carbon in selected Mesozoic and Tertiary limestones and dolomites in Slovakia. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 15, 7–27.*

Mišík, M., 1993: Carbonate rhombohedra in nodular cherts: Mesozoic of the West Carpathians. *J. sed. Petrology, 63, 2, 275–281.*

Mišík, M., 1993: Vývoj czorsztynskej submarinnej elevácie (pieninské bradlové pásmo) počas strednej jury až spodnej kriedy. *In: M. Rakús and J. Vozár (eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Konferencie–Sympóziá–Semináre. Bratislava, GÚDŠ, 87–93.*

Mišík, M. & Sýkora, M., 1993: Jurassic submarine scarp breccia and neptunian dykes from the Kyjov – Pusté Pole klippen (Czorsztyn Unit). *Mineralia Slov., 25, 411–427.*

Soták, J. & Mišík, M., 1993: Jurassic and Lower Cretaceous dasycladacean algae from the West Carpathians. *Boll. Soc. Paleont. Italiana. Spec., 1, 383–404.*

Mišík, M., 1994a: Senonian continental sediments with marine intercalation (Gosau complex) in the basement of Slovakian part of Vienna basin (borehole Gajary Ga-125). *Mineralia Slov., 26, 297–310.*

Mišík, M., 1994b: Authigenic feldspars in carbonate rocks of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 45, 2, 103–111.*

Mišík, M., 1994c: Senonian paleogeography of the Central Western Carpathians. *Abstract Book, IGCP 362 Project. Ann. Meeting, Smolenice 1994, 53–56.*

Mišík, M. & Aubrecht, R., 1994: The source of the fragments in the Jurassic crinoidal limestones of the Pieninicum (Klippen Belt, Western Carpathians). *Geol. Carpath., 45, 159–170.*

Mišík, M. & Soták, J., 1994: Fresh-water Upper Turonian-Coniacian limestones. *Abstract Book, IGCP 362 Project. Ann. Meeting, Smolenice, 121–123.*

Mišík, M., Sýkora, M. & Aubrecht, R., 1994: Middle Jurassic scarp breccia with clefts filled by Oxfordian and Valanginian – Hauterivian sediments, Krasin near Dolná Súča (Pieniny Klippen Belt, Slovakia). *Geol. Carpath., 45, 6, 343–356.*

Mišík, M., Siblík, M., Sýkora, M. & Aubrecht, R., 1994: Jurassic brachiopods and sedimentological study of the Babiná klippe near Bohunice (Czorsztyn Unit, Pieniny Klippen Belt). *Mineralia Slov., 26, 225–266.*

Mišík, M., Sýkora, M., Ožvoldová, L. & Aubrecht, R., 1994: Horná Lysá (Vršatec) a new variety of the Kysuca Succession in the Pieniny Klippen Belt. *Mineralia Slov., 26, 7–19.*

Mišík, M., 1995a: Selective silicification of calcitic fossils and bioclasts in the West Carpathian limestones. *Geol. Carpath., 46, 3, 151–159.*

Mišík, M., 1995b: Authigenic quartz crystals in the Mesozoic and Paleogene carbonate rocks of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 46, 4, 227–239.*

Mišík, M., Sýkora, M., Siblík, M. & Aubrecht, R., 1995: Sedimentology and brachiopods of the Lower Jurassic Lúty Potok Limestone (Slovakia, West-Carpathian Klippen Belt). *Geol. Carpath., 46, 1, 41–51.*

Mišík, M., 1996a: O sedimentačnom priestore klapskej jednotky. *Mineralia Slov., 28, 73–75.*

Mišík, M., 1996b: Silica spherulites and fossil silcretes in carbonate rocks in the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 47, 2, 81–105.*
Mišík, M., Aubrecht, R., Sýkora, M. & Ožvoldová, L., 1996: New lithostratigraphic units in the Klippen Belt. *Slov. geol. mag., 1, 17–19.*
Mišík, M., 1997a: Stratigrafické a priestorové rozmiestnenie vápencov s kalcitovými, chamositovými, hematitovými a illitovými ooidmi v Západných Karpatoch. *Mineralia Slov., 29, 2, 83–112.*
Mišík, M., 1997b: Slovak part of the Pieniny Klippen Belt after the pioneer works of D. Andrusov. *Geol. Carpath., 48, 209–220.*
Mišík, M. & Šucha, V., 1997: Chlorite and chlorite-hematite oncoids from the Jurassic limestones of the Western Carpathians, Slovakia. *Geol. Carpath., 48, 2, 85–98.*
Michalík, J., Baráth, I., Booroová, D., Halásová, E., Ožvoldová, L., Rakús, M., Reháková, D., Salaj, J. & Soták, J., 1997: Stratigrafické národné referenčné profily na Slovensku. *Mineralia Slov., 29, 159–163.*
Faupl, P., Csazsar, G. & Mišík, M., 1997: Cretaceous and Paleogene sedimentary evolution in the Eastern Alps, Western Carpathians and the North Panonian region: An overview. *Acta geol. hung., 40, 3, 273–305.*
Mišík, M., 1998a: Pienina oblonga – skeletal parts or endoparasites of Keratosa sponges? *Geol. Carpath., 48, 6, 401–407.*
Mišík, M., 1998b: Stratigrafické horizonty a fácie s vápnitými onkoidmi, mikroonkoidmi a pizoidmi v Západných Karpatoch. *Mineralia Slov., 30, 3, 195–216.*
Mišík, M., 1998c: Peculiar types of thin veins in the Mesozoic carbonates and silicites of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 29, 4, 271–278.*
Mišík, M. & Soták, J., 1998: „Microforaminifers" – a special fauna of organic-walled foraminifera from the Callovian-Oxfordian limestones of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 49, 2, 109–123.*
Aubrecht, R., Mišík, M., Sýkora, M. & Šamajová, E., 1998: Kontroverzné bradlo czorsztynskej jednotky v Bolešovskej doline medzi Nemšovou a Pruským. *Mineralia Slov., 30, 431–442.*
Mišík, M., 1999: Príspevok k litológii a paleogeografii rádiolaritov zo Západných Karpát. *Mineralia Slov., 31, 5–6, 491–506.*
Mišík, M., Soták, J. & Ziegler, V., 1999: Serpulid worms *Mercierella* Fauvel, Durandella Dragastan and Carpathiella nov. gen. from the Jurassic, Cretaceous and Paleogene of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 50, 4, 305–312.*
Mišík, M., Adamcová, R. & Sobotková, P., 1999: Geology and engineering geological problems of the Trenčín castle rock. *Acta geol. Univ. Comen., 54, 53–63.*
Mišík, J. & Jablonský, J., 2000: Lower Triassic quartzites of the Western Carpathians: transport directions, source of clastics. *Geol. Carpath., 51, 4, 251–264.*
Repčok, I., Mišík, M., Eliáš, K., Ferenčíková, E., Harčová, E., Jablonský, J. & Rúčka, I., 2000: Extremely isotopically heavy sulphur in baryte concretions from Slovakia. *Geol. Carpath., 51, 5, 301–308.*
Mišík, M., 2001: Anatomy of chert nodules in Mesozoic limestones (Western Carpathians). *Mineralia Slov., 33, 313–342.*
Mišík, M. & Rojkovič, I., 2002: Mangánová mineralizácia v Lednici a Mikušovciach – pieninské bradlové pásmo. *Mineralia Slov., 34, 5–6, 303–320.*
Mamet, B. & Mišík, M., 2003: Marine carboniferous algae from metacarbonates of the Ochtiná Formation (Gemeric Unit, Western Carpathians). *Geol. Carpath., 54, 1, 3–8.*
Mišík, M. & Aubrecht, R., 2004: Some notes concerning mineralized hardgrounds (Jurassic and Cretaceous, Western Carpathians). Were all hardgrounds always hard from the beginning? *Slov. geol. mag., 10, 3, 182–202.*
Mišík, M. & Morycowa, E., 2004: Sklearktinie z oksfordu sukcesji czorsztyńskiej ze skałki zamku Vršatec v zachodniej Slovacji (Karpaty zachodnie, Pieninski Pas Skalkowy). 5. Paleont. Konferencia – zborník abstraktov. *Bratislava, ŠGÚDŠ, 75–76.*
Mišík, M. & Morycowa, E., 2004: Upper Jurassic and Lower Cretaceous scleractinian corals from the exotic pebbles – Pieniny Klippen Belt, Slovakian West Carpathians. *Slov. geol. mag., 10, 4, 313–321.*
Rojkovič, I., Mišík, M. & Aubrecht, R., 2004: Mineral and chemical composition of manganese hardgrounds in Jurassic limestones of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 54, 5, 317–329.*
Aubrecht, R., Krobicki, M., Sýkora, M., Mišík, M., Booroová, D., Schlögl, J., Šamajová, E. & Golonka, J., 2006: Early Cretaceous hiatus in the Czorzstyn succession (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians): submarine erosion or emersion. *Ann. Soc. Geol. polon., 76, 161–196.*
Mišík, M., Reháková, D. & Soták, J., 2006: Microbial booring activity in the Jurassic, Cretaceous and Tertiary limestones of the Western Carpathians. *Slov. geol. mag., 12, 2.*

Doplnok k popularizačným prácam

Mišík, M., 1971: Poznámky k príprave a vedeniu exkurzií. *Přírodní vědy ve škole, 22, 8, 210–211.*
Mišík, M., 1972: Science fiction a vyučovanie geológie. *Přírodní vědy ve škole, 24, 1, 15–16.*
Mišík, M., 1988: Katastrofy v dějinách Země. *Príroda a spoločnosť, 21, 50–51.*
Mišík, M., Samuel, O. & Mesároš, Š., 1990: Potopa sveta a potupa vedy. *Národná obroda, 3. 11. 1990, 7.*
Mišík, M., 1991: O horoskopoch a aj o inom. *Smena na nedeľu, 27. 12. 1991, 5.*
Mišík, M., 1993: Potopa sveta. *Literárny týždenník, 33, 13.*
Mišík, M., 1994: Vysoké školy po eufórii. *Tvorba T, 4, 13, 25.*
Mišík, M., 1995: Také malé počudovanie. *Literárny týždenník, 15, 5.*
Mišík, M., 1995: Geologické koníčky. *Mineralia Slov., Geovestník, 27, 5, 8–9.*
Mišík, M., 1995: Vzťah prírody a človeka v diele P. Teilharda de Chardin. Viera, veda, spoločnosť. *Zborník prednášok na tému Človek. 5. Alfa-konti. Bratislava, 103–106.*
Mišík, M., 1996: Slovenské vína a vinohrady z hľadiska geológie. *Mineralia Slov., Geovestník, 28, 6, 14.*
Mišík, M., 1996: Šarapatili u nás ufóni? (Polemika). *Slovenská republika – Víkend, 3, 5/27, 7.*
Mišík, M., 1996: Tatranský šarkan nelietal. *Slovenská republika – Víkend, 3, 11 (15. 3. 1996), 18.*
Mišík, M. & Aubrecht, R., 1996: Pamiatke doc. RNDr. Rudolfa Mocka, CSc. *Mineralia Slov., Geovestník, 28, 6, 15–16.*
Mišík, M., 1997: Geologická stavba Devínskej Kobyly. *In: V. Feráková et al.: Flóra, geológia a paleontológia Devínskej Kobyly. APOP, Bratislava, 11–18.*
Mišík, M. & Vlčko, J., 1997: Z čoho sú postavené a na čom stoja slovenské hrady. 1. časť. *Geografia, čas. pre zákl., stredné a vysoké školy, 5, 2, 54–57.*
Mišík, M. & Vlčko, J., 1997: Z čoho sú postavené a na čom stoja slovenské hrady. 2. časť. *Geografia, čas. pre zákl., stredné a vysoké školy, 5, 3, 96–98.*
Mišík, M. & Vlčko, J., 1997: Z čoho sú postavené a na čom stoja slovenské hrady. 3. časť. *Geografia, čas. pre zákl., stredné a vysoké školy, 5, 4, 140–142.*
Mišík, M., 1998: Miliónroční svedkovia – čo prezrádzajú dekoračné a stavebné kamene Bratislavy. *Časopis Quark, 4, 1, 22–25.*
Mišík, M., 1998: O tzv. geopatogénnych zónach a geopatogénnom strese. *Mineralia Slov., Geovestník, 31, 1–2.*
Mišík, M., 1998: O čom premýšľajú učitelia geológie. *Mineralia Slov., Geovestník, 35, 13.*
Mišík, M., 1998: V hlbinách vôd a času. Ponáranie na dno slovenských morí a oceánov. *Quark, 3, 28.*
Mišík, M., 2000: Pseudoveda – podpora vpádu iracionality do našej súčasnosti. *OS Forum občianskej spoločnosti, 5, 38–40.*
Mišík, M., 2000: Usvedčujúca geológia (geológia v službách kriminalistiky). *Quark, 12, 18–19.*
Mišík, M., 2001: Konkrécie – hračky prírody. *Quark, 7, 18–19.*
Mišík, M., 2002: Kde vznikol život? *Quark, 3, 20–21.*
Mišík, M., 2002: K najstarším dejinám nášho územia. Tvrdá kôrka na morskom dne. *Quark, 6, 21–22.*
Mišík, M. & Hornáčková, A., 2003: Skameneliny v bájach a mýtoch – poučenie z omylov. *Biologia, ekológia, chémia, časopis pre školy, 8, 4, 25–29.*

Environmental, Structural and Stratigraphical Evolution of the Western Carpathians

ESSE WECA CONFERENCE

Environmentálny, štruktúrny a stratigrafický vývoj Západných Karpát

Bratislava, 4.–5. 12. 2008

Daniela Reháková and **Štefan Józsa**, Dpt. of Geology and Paleontology, Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava, Slovakia

The International conference ESSE WECA, being organized every second year by the Department of Geology and Paleontology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Bratislava, was held in 4.–5. December 2008. The lectures and poster presentations took place at AMOS lecture room at the Faculty of Natural Sciences, Comenius University in Mlynská dolina, Bratislava. Altogether 50 participants from Poland, Czech Republic and Slovakia were registered to the conference. New knowledge was presented in 22 lectures and 24 poster presentations grouped in three topic sections:

1. New data on geology and tectonic evolution of the Pieniny Klippen Belt

2. New data on geology and tectonic evolution of the Flysch Belt

3. Neotectonics and new data on geology and evolution of the West Carpathian Neogene basins

The participants of the conference very positively evaluated its logistics and high scientific standard. The conference was characterized by a friendly atmosphere, being influenced also by approaching Christmas time.

Medzinárodná konferencia, ktorú každý druhý rok organizuje Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave, sa konala 4.–5. decembra 2008. Prednášky aj posterová prezentácia prebiehali v miestnosti AMOS na Prírodovedeckej fakulte UK v Mlynskej doline. Na konferencii sa zaregistrovalo 50 účastníkov – vedcov z Poľska, Českej republiky a zo Slovenska.

Na programe boli prednášky a posterová prezentácia z nasledujúcich troch tematických okruhov:

1. Nové poznatky o geologickom a tektonickom vývoji pieninského bradlového pásma

2. Nové poznatky o geológii a tektonike flyšového pásma

3. Neotektonika a nové poznatky o geológii a vývoji karpatských neogénnych bazénov

Prednesených bolo 22 referátov a v posterovej časti sa predstavilo 24 príspevkov. Zahraniční aj domáci účastníci hodnotili konferenciu veľmi kladne, a to aj pokiaľ išlo o organizáciu a o vedeckú úroveň príspevkov. Úspešná akcia prebiehala v priateľskej, sčasti už v príjemnej predvianočnej atmosfére.

Part of participants of ESSE WECA conference during presentation in AMOS lecture room, Faculty of Natural Sciences, Comenius University.

Časť účastníkov konferencie ESSE WECA počas prezentácie v prednáškovej sále AMOS na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského.

M. BANASOVÁ[1], M. STRENG[2], D. REHÁKOVÁ[1] and H. WILLEMS[3]: **An exceptional flora of calcareous dinoflagellates from the Middle Miocene of the Vienna Basin, SW Slovakia**

[1]Dpt. of Geology and Paleontology, Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Mlynská dolina G 1, 842 12 Bratislava, Slovakia; [2]Uppsala Univ., Institutionen för geovetenskaper (Paleobiologi), Villavägen 16, 75236 Uppsala, Sweden; [3]Historische Geologie/ Paläontologie, Fachbereich-5 Geowissenschaften, Universität Bremen, Postfach 330 440, 28334 Bremen, Germany

Novel and diverse associations of calcareous dinoflagellate cysts have been discovered in Late Badenian (late Middle Miocene) coastal marine sediments within the Vienna Basin. Samples derive from a clay pit near Devínska Nová Ves, a borough of Bratislava, Slovakia, in which the Late Badenian lectotype section is exposed. Seventeen different taxa, many of them new and of abnormal morphology, have been distinguished and assigned to ten genera. The following seven taxa are newly introduced from the Devínska Nová Ves clay pit: four genera comprising five new species, i.e., *Calciconus irregularis*, *Juergenella remanei*, *Cylindratus borzae*, *Posoniella pustulata*, *Posoniella campestris*, one new *varietas*, i.e., *Calcicarpinum perfectum* var. *poratum*, and one new *forma*, i.e., *Caracomia arctica* forma *duplicata*. In addition, the following new combinations have been made: *Posoniella tricarinelloides* (Versteegh), *Juergenella ansata* (Hildebrand-Habel and Willems), and *Juergenella granulata* (Kohring). The genus *Melodomuncula* Versteegh is emended based on a new interpretation of its tabulation, and the genus *Pirumella* Bolli is emended because the concept used for the genus is not in accordance with the original description.

Acknowledgement. Funding from the Slovak Research and Development Agency (grants APVV-51-011-305 and APVV-0280-07).

M. CIESZKOWSKI[1], J. GOLONKA[2], M. KROBICKI[2], A. ŚLĄCZKA[1], N. OSZCZYPKO[1] and A. WAŚKOWSKA-OLIWA[2]: **Origin of olistolits in alternating evolutionary stages of the Northern Outer Carpathians, Poland**

[1]Inst. of Geological Sciences, Jagiellonian Univ., Oleandry 2a, 30-376 Kraków, Poland; marek cieszkowski@.uj.edu.pl; [2]Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, Poland

The following geodynamic evolutionary stages, reflecting the Wilson's cycle, can be distinguished in the Northern Carpathians (Golonka et al., 2006):

Stage I – rifting of terranes off the major continent, forming oceanic basins (Triassic – Lower Cretaceous);

Stage II – formation of subduction zones along the active margin, partial closing of oceanic basin, development of deep-water flysch basin associated with this rifting on the platform (passive margin) with the attenuated continental crust (Upper Cretaceous – Paleocene);

Stage III – collision, perhaps terrane – continent, with the accompanying convergence of two large continents, development of accretionary prisms, Eocene – Lower Miocene time in the Carpathian region;

Stage IV – postcollisional (Miocene)

Each of them formed conditions for sedimentation of debris flow deposit with olistoliths and origin of olistostromes.

The term olistostrome is derived from the ancient Greek and means "slide-layer" (Cieszkowski and Golonka, 2006). An olistostrome is a sedimentary deposit consisting of blocks of diverse origin that are immersed in the matrix. In the Northern Carpathians this matrix consists of clay, mud and sand or their mixture forming turbidity package. The blocks in olistostrome are named olistoliths. The size of olistoliths varies, from centimeters to kilometers. Very large blocks could slide independently into the basin with no easily distinguishable matrix. The matrix in this case is the flysch sequence or even entire sedimentary-tectonic unit. The olistostromes formed in Northern Carpathians as debris flows during the different stages of the development of flysch basins, from rift through post-rift to the orogenic stage. They are known from the Cretaceous, Paleocene, Eocene, Oligocene and Miocene flysch deposits of main tectonic units. Those units are the Skole, Subsilesian, Silesian, Dukla and Magura nappes as well as Pieniny Klippen Belt.

The oldest olistolits in the Northern Carpathians are related with the Upper Jurassic-Lower Cretaceous rifting and post-rifting stages of the Northern Carpathians and origin of the proto-Silesian basin. They are known from the Upper Jurassic Vendryne Formation, as well as Upper Jurassic--Lower Cretaceous Cieszyn Limestone Formation and Lower Cretaceous Cieszyn-Grodziszcze Formation.

In the southern part of the Polish Northern Carpathians as well as in the adjacent part of Slovakia the olistoliths are known from the Cretaceous-Paleocene flysch deposits of the Pieniny Klippen Belt Złatne Unit and in Magura nappe representing the second stage of the plate tectonic evolution – an early stage of the development of the accretionary prism. The most spectacular olistostromes have been found in the vicinity of Haligovce village in Pieniny Klippen Belt and in Jaworki village at the border zone between the Magura nappe and Pieniny Klippen Belt. The olistoliths and large clasts are represented by igneous rocks including possible ophiolite basalts as well as a variety of carbonate rocks of Triassic-Paleogene age. This material represents the former PKB basinal and ridge sequences as well as Inner Carpathian terrane sequences. The Haligovce Klippen and Homole block represent largest Pieniny Klippen Belt olistoliths (Golonka et al., 2006). In the basal part of the Godula Formation (Turonian – Campanian) represented by very thick-bedded sandstone turbidites of the Silesian nappe the large flat blocks of the shales derived from the Lgota Formation (Albian – Cenomanian) rest on slumped beds (Ślączka et al., 2006). In the area surrounding artificial Rożnów lake several olistostrome horizons are known from the Istebna Formation (Maastrichtian – Paleocene) as well as from the Hieroglyphic (Roznov) Formation (Middle-Upper Eocene). The large flat or plastically folded blocks of flysch deposits are present here. Blocks of marls and occasional limestones occur in the debris-

-flow sandy-gravel matrix with pebbles. The pebbles represent different sedimentary, metamorphic and magmatic rocks. West of Rabka the Middle Eocene olistostrome is developed in the Bystrica Subunit of the Magura nappe. Within the debris--flow sandy-gravel matrix there occur olistolits of Eocene variegated shales of Łabowa Formation as well as shaly-sandstone flysch and destructed sandstone layers and sandstone balls.

During Upper Paleogene collisional stage inside the accretionary prism of Zdanice, Subsilesian and Silesian nappes numerous olistoliths were deposited within the Oligocene-Lower Miocene Menilite Formation and Krosno Formation. The largest olistoliths (kilometers in size) are known from the Moravia region, where huge bodies of shallow--water rocks of Upper Jurassic-Lower Cretaceous age were deposited within the Upper Paleogene flysch. The largest olistoliths in Poland were found in the vicinity of Andrychów and are known as Andrychów Klippen (Golonka et al., 2006; Ślączka et al., 2006). In Skrzydlna quarry in the basal part of the Cergowa Sandstone in the Menilite beds (Oligocene) the very coarse conglomerates occur having pebbles of Paleozoic, Mesozoic and Paleogene rocks. Some Jurassic and Paleogene blocks measured up to 2.5 m. Just above them in the section the large olistostromes are developed being composed mainly of the Lower Cretaceous flysch deposits which represent Cieszyn-Grodziszcze Formation and Verovice Formation with minor addition of the Eocene grey or red marls and shales. Exotic-bearing shales from Bukowiec are known from the eastern part of the Polish Outer Carpathians. They create lens within the Oligocene Krosno Formation in SE, inner part of the Silesian nappe in front of the Dukla nappe. They contain huge (aproximately 15 meters in length) block of shallow water deposits.

The olistostromes witnessed the processes of the destruction of the Northern Carpathian ridges. The ridge basement rocks, their Mesozoic platform cover, Paleogene deposits of the slope as well as older Cretaceous flysch deposits partly folded and thrust within the prism slided northward toward the basin, forming the olistostrome. The Fore-Magura (Grybów) and Silesian ridges were totally destroyed and colapsed during subduction. Recently they are known only from olistoliths and exotic pebbles in the Outer Carpathian flysch. Their destruction is related to the advance of the accretionary prism. This prism has obliquely overridden the ridges, leading to the origin of the Menilite-Krosno basin. In the final, postcollisional stage of the Northern Carpathian plate tectonic development some olistoliths and even olistostromes were deposited within the Miocene molasse rocks.

In the western part of the Polish Outer Carpathians several boreholes (Ślączka et al., 2006) have penetrated autochthonous Upper Oligocene to Lower Miocene deposits beneath the Carpathian nappes. The basal portion of this sequence is composed of the fan-delta pebbly mudstones and conglomerates of the Zawoja Fm. (Oligocene-Egerian, see Oszczypko, 1998). These conglomerates pass upwards into dark marine mudstones of the Zebrzydowice Fm. (?Egerian--Ottnangian, see Oszczypko-Clowes and Oszczypko, 2003). Marine sedimentation period was followed by an Intra-Burdigalian (Karpatian) uplift, folding and thrusting of the Outer Carpathians onto the foreland platform. This was accompanied by the development of the large-scale flysch olistoplaques and gravitational nappes of the Sucha Fm. along the frontal parts of the Sub-Silesian nappe, which was located about 50 km south of its present-day position.

Acknowledgement. This research has been financially supported by Ministry of Science and Higher education grants No. 4TB12B00230, NN307 249733, N307 025 31/1997 as well as by AGH University of Science and Technology in Cracow grant No. 11.11.140.447.

M. OSZCZYPKO-CLOWES: **The terminal flysch deposits in the light of calcareous nannoplankton studies: The case study from the Polish and Ukrainian Outer Carpathians**

Inst. of Geological Sciences, Jagiellonian Univ., Cracow, Poland; m.oszczypko-clowes@uj.edu.pl

During the last few years several authors studied the age of the youngest flysch deposits of the Western and Eastern Carpathians (see Melinte, 1995; Švabenicka et al., 2007; Oszczypko et al., 2005; Oszczypko-Clowes and Oszczypko, 2004; Oszczypko-Clowes, 2003, 2008; Andreyeva-Grigovich et al., 2008).

The Oligocene-Lower Miocene closing of the northern sector of the Outer Carpathian sedimentary area is manifested by deposition of Krosno/Malcov and Magura sandstone types of synorogenic lithofacies.

The Malcov lithofacies is typical for the Pieniny Klippen Belt/Magura Basin, while the Krosno one occupied the Grybów-Dukla-Silesian/Sub-Silesian/Skole and Boryslav--Pokuttya basin systems. The beginning and termination of these deposits was diachronic and migrated across the basins towards the north. These lithofacies reveal the fining and thinning upwards sequences. Towards the top the sedimentary sequences are dominated by marly pelites. In the PKB and Krynica Zone of the Magura Basin the deposition of the Malcov lithofacies was initiated during the NP 24 and persisted to NP25 zone, whereas in the Rača zone in NP24 and NP25 respectively.

In the Grybów-Dukla units the Krosno shally facies belongs to NP25. Towards the north this facies terminates in NN1 to NN3/NN4 zones in the Silesian/Subsilesian and Skole/Skiba nappes respectively. In more external part of the basin (Boryslav-Pokuttya folds) the Krosno (Polyanytsia) lithofacies pass into Vorotyshcha Salt Formation (NN4 zone). In the Magura Basin the Oligocene-Lower Miocene deposits are represented by thick-bedded sandstones with sporadic intercalations of pelitic deposits, derived from south-east trending source area. During the Oligocene in the Krynica, Bystrica and Rača facies zone these deposits interfingered with the Malcov lithofacies. In the northern part of the Magura Basin (Siary zone), supplied from the northern source area at that time the thick-bedded, glauconitic Wątkowa sandstones as well turbiditic mars were deposited. The youngest deposits

(so-called Supra-Magura beds) of the Siary zone belong to NP24 zone.

During the Upper Oligocene (NN25/NN1) the frontal part of Magura nappe thrust northwards onto the terminal Krosno flysch basin. The clastic material derived from eroded front of orogene has been found in Krosno beds of Silesian Basin. The northwards thrusting of the Magura nappe was also accompanied by the formation of the piggy-back basin on the Magura nappe, filled with the synorogenic turbidites of the Zawada and Kremna formations (NN 2–3), which are characterized by the abundance of recycled nannofossils deriving from the front of orogenic wedge.

Acknowledgement. This paper was financed by the Polish Ministry of Sciences and High Education (Grant 1997/PO1/2006).

N. DOLÁKOVÁ[1] and M. KOVÁČOVÁ[2]: **Late Miocene vegetation from the Vienna Basin (Czech and Slovak republics)**

[1]Inst. of Geological Sciences, Masaryk Univ., Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic, nela@sci.muni.cz; [2]Comenius Univ., Fac. of Sciences, Dpt. of Geology and Paleontology, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovak Republic, kovacova@fns.uniba.sk

During Late Miocene, the Western Carpathian paleogeography started to change. The lake Pannon retreated southwards, and the northern coast of the back arc basin was slightly elevated due to progradation of deltaic and alluvial facies, especially in the lowlands.

The studied "Pannonian lake" sediments come from the Czech and Slovak parts of Central Paratethys (Vienna and Danube basins). Changes of the sedimentary environment from the deep to shallow lake and deltaic environments, followed by development of alluvial plains, were noticed. Salinity crisis due to Paratethys isolation led to development of total freshwater environment at the end of this period. Samples from 3 superficial localities and 15 boreholes were palynologically studied. Occasional occurrences of Dinoflagellates indicate a slightly higher salinity, whereas green algae *Pediastrum*, aquatic ferns *Azolla*, and aquatic and coastal plants (*Nelumbo*, *Nymphaea*, *Myriophyllum*, *Sparganium*, *Potamogeton*, Cyperaceae etc.) represent a freshwater environment. Due to paleogeographic changes and climatic oscillations the number of thermophilous taxa decreased and some of them disappeared completely from this area (f. e. Sapotaceae, Palmae). Mostly broad-leaved deciduous elements of mixed mesophytic forests (*Quercus*, *Celtis*, *Carya*, *Tilia*, *Carpinus*, *Betula*, *Juglans*) with some thermophilous elements admixture of *Engelhardia*, *Castanea*, *Trigonobalanopsis*, *Symplocos*, *Cornaceaepollis satzveyensis* generally dominated. Variously high relief of the uplifted mountainy chains created ideal conditions for higher presence of extrazonal vegetation (*Cedrus*, *Tsuga*, *Picea*, *Cathaya*) in the investigated area. Zonal type of vegetation including marshes, riparian forests with *Alnus*, *Salix*, *Pterocarya*, *Liquidambar*, *Betula*, *Fraxinus*, shrubs and lianas on dryer substrates associated riparian forest (*Buxus*, Ericaceae, Vitaceae, *Lonicera*, Rosaceae type *Rubus*), and coastal swamps with Taxodiaceae, *Nyssa*, *Myrica*, *Sciadopitys* were growing in the floodplain lowlands of the Vienna Basin. Accumulations of the Chenopodiaceae in the interfluve areas probably indicate local saline swampy environments during sea level fall. The increasing amounts of herbs indicate the existence of wet prairie areas (*Thalictrum*, *Rumex*, *Valeriana*, Dipsacaceae, Lamiaceae, *Galium*) or steppes (*Artemisia* – up to 17 %, Asteraceae, *Campanula*, Fabaceae, Daucaceae, Caryophyllaceae, *Plantago*).

Acknowledgement. This is the contribution to the projects ESF--EC-009-07, APVT 51-011305, APVV-0280-07 (Slovakia) and MSM0021622427 (Czech Republic).

J. GOLONKA[1], I. MATYASIK[2], P. SKUPIEN[3], D. WIĘCŁAW[1], A. WAŚKOWSKA-OLIWA[1], M. KROBICKI[1], P. STRZEBOŃSKI[1] and Z. VAŠÍČEK[4]: **The paleogeographic setting of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous source rocks in the western part of the Flysch Carpathians**

[1]AGH Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland; [2]Oil and Gas Inst., Cracow, Poland; [3]VŠB – Technical Univ. Ostrava, Czech Republic; [4]Inst. of Geonics ASCR, Ostrava, Czech Republic

The paleogeographic elements of the Western Carpathians during Late Jurassic and Early Cretaceous times are linked to the lithostratigraphy of the various facies zones as well as occurrence of hydrocarbon source rocks. These source rocks were deposited within North European Platform and Severin-Moldavidic (Proto-Silesian) Basin. The uplifted and basinal zones were distinguished within the platform. The Baška-Inwałd Ridge and Pavlov Carbonate Platform belong to the uplifted elements, while Bachowice and Mikulov basins represent the basinal zones.

The Upper Jurassic organic-rich Mikulov marls were deposited within the Mikulov Basin. These 1400 m thick organic-rich rocks with TOC value 0.2–10 %, average 1.9 % with type II and III kerogen sourced oils in the Vienna Basin and Carpathian subthrust. They represent the world-class source rocks. These source rocks were found in the wells in southeastern Czech Republic and northeastern Austria.

Severin-Moldavidic Basin developed as rift and/or back--arc basin. Its basement is represented by the attenuated crust of the North European plate with perhaps incipient oceanic fragments. The sedimentary cover is represented by several sequences of Late Jurassic – Early Miocene age belonging recently to various tectonic units in Poland and Czech Republic. The Upper Jurassic-Lower Cretaceous organic-rich rocks of this basin belong to Vendryně, Hradiště and Veřovice Formations. They originated within the deeper parts of the basin in restricted marine environment.

The samples from the shales of the Vendryně Formation from Skalice, Czech Republic indicate TOC 0.91–1.04 % (max. 2.32 %), from Gumna (Poland), 1.43–1.77 %, from

the Katowice-Wisła road 0.48–0.64 % and from Goleszów (Poland) 0.99–1.36 %. The kerogen belongs to type II-III. The samples from the Hradiště Formation from Skalice and Ostravice (Czech Republic) indicate TOC 0.6–1.5 %, from the uppermost part of this formation from Pindula 2 – indicate TOC 2.0–2.5 %. The samples from shales of the Veřovice Formation from Rzyki near Andrychów (Poland) TOC 0.38–3.0 %, from Zasań near Myślenice (Poland) TOC 1.56–3.72 %, and from Veřovice in Moravia (Czech Republic) 0.31–3.66 %.

The Vendryně Formation rocks do not contain significant amount of organic carbon. The increased TOC was encountered within the Veřovice Formation and uppermost part of Hradiště Formation. These rocks represent global anoxic event OAE 1b. Veřovice Formation contains potential source rocks for the Outer Carpathians systems with reservoirs various in age.

Acknowledgement. This work was financed as research project 4 T12B 002 30 "Paleotectonic constraints on the source rock ring during Jurassic and Early Cretaceous in the Outer Carpathians", financed by the Polish Ministry of Science and Higher Education. It was also partially financed but the Grant Agency of the Czech Republic (GAČR No. 205/07/1365).

M. GRADZIŃSKI[1], M. DULIŃSKI[2], H. HERCMAN[3], P. HOLÚBEK[4], M. KOVÁČOVÁ[5], E. STWORZEWICZ[6], P. RAJNOGA[1] and W. WRÓBLEWSKI[1]: **Factors controlling growth of travertine mounds in northern Slovakia**

[1]Inst. of Geological Sciences, Jagiellonian Univ., Oleandry 2a, 30-063 Kraków, Poland; [2]Fac. of Physics and Applied Computer Science, AGH--Univ. of Science and Technology, Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, Poland; [3]Inst. of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, Poland; [4]Slovak Museum of Nature Protection and Speleology, Školská 4, 031-01 Liptovský Mikuláš, Slovakia; [5]Dpt. of Geology and Paleontology, Fac. of Sciences, Comenius Univ., Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovakia; [6]Inst. of Systematics and Evolution of Animals, Sławkowska 17, 31-016 Kraków, Poland

Travertines as the freshwater carbonates are commonly regarded as one of the best paleoclimatic indicators on land areas. The idea that their growth is particularly vigorous in warm and humid climatic condition is widely accepted. However, they are fed by deep-circulation waters of considerably long residence time, saturated with CO_2 of deep origin. Hence, the question arises if paleoclimate really governs, and to which extent, the deposition of such travertines.

To clarify above problems the complex study of travertines in Slovakia has been undertaken. Numerous extensive travertine mounds, up to several tens of metres high and several hundred metres in lateral extent occur there. They display a wide spectrum of fabric types, from typical of proximal thermogene travertines to characteristic of meteogene ones. The former comprise: crystalline crusts, shrubs, gas bubbles, pisoids, sunken rafts, while the latter include cyanobacterial and/or algal stromatolites and oncoids, as well as numerous imprints of higher plants. They also contain rich assemblage of mollusc fauna. Despite their great variations of fabrics, the travertines were predominantly fed by CO_2 of deep origin, which has been proved by the carbon stable isotope analysis. Moreover, the results of uranium series dating, as well as palynological and microfacies investigation suggest that not all studied travertines were laid down in temperature maximum of interglacials.

Furthermore, Slovak travertines are spatially related to fault zones, which indicates that they were fed by water rising along fault planes. Thus, the tectonic activity seems to be the important factor controlling travertine origin. Such faults may be responsible for providing conduits for deep--circulation, highly mineralized waters since the phase of fault fracture opening would be followed by increased migration of mineralized waters from greater depths toward the surface. The finding of sedimentary breccias incorporated within the studied buildups and widened fissures, filled with phreatic calcite spar cutting the travertines, supports the view above.

Acknowledgement. The study is financed by the Polish Ministry of Science and Higher Education grant 2P04D 032 30, APVV-51--011305, APVV-0280-07, ESF-EC-009-07.

E. HALÁSOVÁ[1], L. JANSA[2], D. REHÁKOVÁ[1], P. SKUPIEN[3] and Z. VAŠÍČEK[4]: **New biostratigraphic data from Ostravice river channel reservation (Outer Western Carpathians)**

[1]Dpt. of Geology and Paleontology, Fac. of Natural Sciences Comenius Univ., Mlynská dolina G-1, 842 15 Bratislava, Slovakia; halasova@fns.uniba.sk; [2]Dpt. of Earth Sciences, Dalhousie Univ., Halifax B3H 3J5, Canada; [3]Inst. of Geological Engineering, VŠB – Technical Univ. of Ostrava, 17. listopadu 15, 708 33 Ostrava, Czech Republic; [4]Inst. of Geonica AVČR, Studentská 1768, 708 00 Ostrava-Poruba, Czech Republic

In 1966 the locality Ostravice, well-known between geologists, was declared as natural landmark "Ostravice river channel". It is located along Ostravice river, flowing through the Ostravice village. The frequently visited locality of Outer (Flysch) Western Carpathians is known particularly because the river channel well exposed the thrust plate of the Silesian nappe over the Subsilesian nappe. Tectonically foliated marly-sandy deposits of the Frýdek Formation belong to the Subsilesian nappe. According to Roth (1967) Maastrichtian planktonic foraminifers are present there.

Deposits of the Silesian nappe in this locality belong mainly to Hradiště Formation. Roth (1967) denotes the Hauterivian age of deposition without detailed data. Eliáš et al. (1979), without clarification, referred them to Hauterivian up to Early Aptian age. Silesian nappe formations in this natural landmark could be divided into three passages. The lowermost passage, which starts by the thrust plate and ends by river rapids, is characteristic by very complicated structure, in the consequence of proximity of the thrust plate and the flysch character of deposits, where greywacke sandstones and dark-grey claystones are roughly in equivalent proportion.

The second passage begins by Ostravice river rapids and follows against current in the length of about 70 m. The clayed limestones and grey claystones, periodically intercalated by

platy, somewhere up to benched sandstones crop out there. In the uppermost part of the exposed profile limestones disappear, so the uppermost part of the Hradiště Formation is represented mainly by grey to dark-grey calcareous claystones interbedded with platy sandstones. The second section was lithologically documented in detail and sampled. Samples for microfossil study purposes were marked as ODA to ODO.

After the interruption of the profile in the length of 13 m some metres thick third passage follows, being represented by dark-grey non-calcareous shaly claystones with the layer of pelosiderites. These deposits belong to the Veřovice Formation.

In detail studies of the second part of Ostravice–rapids profile, built by Hradiště Formation, brought some new data. From the evaluation of thin sections was evident, that in sequence of rapids and in overlying layers the clayey micritic limestones are mainly present. This factor was not documented during foregoing investigations. The higher erosion resistance of limestones caused formation of the terrain stage, to which is the river rapid tied.

In studied limestone the samples calcareous nannofossil assemblages were detected with *Cruciellipsis cuvillieri* (Manivit) Thierstein, *Speetonia colligata* Black, *Litraphidites bollii* (Thierstein) Thierstein, *Rucinolithus terebrodentarius* Applegate et al. in Covington & Wise, *Rucinolithus windleyae* Rutledge & Bown and *Calcicalathina oblongata* (Worsley) Thierstein, indicating the Late Hauterivian age. The missing of nannoconids and micrantholiths, which are important rock-forming elements in coeval deposits of the Tethyan and Atlantic province (for example Rochovica outcrop in the Klippen Belt, Western Carpathians), could indicate reflection of the cold stream influence, water column depth, or eutrofication of the surface water?

In studied micritic limestones, marly shales and siltstones the poor fossil rests were identified of undetermined benthic foraminifera, calcified radiolaria, spines of sea urchins, detritus of crinoid segments and assemblages of calcareous dinoflagellates with *Cadosina semiradiata semiradiata* Wanner, *Cadosina semiradiata olzae* (Nowak), *Cadosina semiradiata cieszynica* (Nowak), *Stomiosphaera wanner*i Borza, *Stomiosphaera* sp., *Stomiosphaera echinata* Nowak, *Carpistomiosphaera valanginiana* Borza, *Colomisphaera lucida* Borza, *Colomisphaera conferta* Řehánek and *Cadosinopsis nowaki* Borza. The established assemblage is typical for the latest (Uppermost) Valanginian and Hauterivian. The latter mentioned form Cadosinopsis nowaki Borza, identified in the sample ODH, has been yet stated only from Hauterivian (Borza, 1984; Reháková, 2000).

The poorly preserved cysts of non-calcareous dinoflagellates in studied samples appeared quite sporadically, being only generic determined – *Circulodinium, Exochosphaeridium, Oligosphaeridium* and *Spiniferites* and typical for Valanginian to Aptian.

The third passage of Ostravice profile is lithologically different. Non-calcareous dark-grey pelitic deposits with pelosiderites of the Veřovice Formation are exposed. They contain rare pyritized radiolarian skeletons and teeny detritus of coalified plant remains. The correlation of these deposits with their outcrops in other localities of the Silesian unit allowed to fix the Late Aptian age.

Only small part of Hradiště Formation outcrops in studied locality. The whole Barremian and Lower Aptian deposits are missing here. The contact between Hradiště and Veřovice Formations is tectonic.

N. HLAVATÁ-HUDÁČKOVÁ and E. HALÁSOVÁ: **Upper Badenian–Sarmatian paleoenvironment from the Jakubov – Malacky area (Vienna Basin Slovak part)**

Dpt. of Geology and Paleontology, Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava, Slovakia

The development of investigated intramountain Vienna Basin (Slovakia) was affected by global environmental changes as well as specific ones due to local factors, being a part of epicontinental sea called Central Paratethys. The most distinctive changes occurred in the Middle Miocene. These processes caused formation of marine and terrestrial phases in the Paratethys area having occasional connections with the Mediterranean and Eastern Paratethys. The closing and reactivating of seaways, especially during the Miocene, produced changes of environmental conditions. The Upper Badenian (13.6–12.7 Ma) is regarded as the last period of marine connection between the Paratethys and Mediterranean Tethys. Sarmatian sediments represent last normal to brackish marine sediments in the Vienna Basin. Analyses of depositional environment of the Upper Badenian and Sarmatian infill of the Vienna Basin in the Malacky and Jakubov area shows distinct facies segmentation from sedimentological, as well as from paleontological aspects. Upper Badenian sediments are represented by grey calcareous siltstones, claystones to sandstones with bioturbation and fragments of macrofossils. They probably represent sediments typical for intertidal or deltaic environment. Distinct shallowing is supposed in marginal area with A/P (*Ammonia*/*Porosononion*), A/E (*Ammonia*/*Elphidium*) A/H (*Ammonia*/*Haynesina*) foraminiferal assemblages accompanied by calcareous nannofossils dominated by small reticulofenestres, *Reticulofenestra haqii* and *R. minuta*, the *Glyptostrobus* marshes are developed also. Mentioned assemblages are typical for high energy environments of shallow, brackish water of the inner shelf, sheltered bays or deltas with depth to 20 m and salinity under 32 %. More likely it could also represent intermediate or hyposaline marshes. Lowermost Sarmatian represents associations with *Ammonia*, which continued from Upper Badenian sediments. This stressed shallow conditions, even freshwater, are changed to deeper dysoxic *Anomalinoides badenensis* associations. Large Elphidia Zone is developed in the northern areas, being probably bordered on central parts of sedimentation area. It is typical for shallow water, to 20 m deep, well aerated marine or brackish environment. In the upper portions of profiles the associations with small miliolids occurred. Assemblages of small miliolids, *Ammonia vienensis* and *Elphidium* are interfingering into marginal parts of studied

area depending of the water supply. It is typical for very shallow environments (to 2 m) of intermediate, hyper or hyposaline marshes, grassy, occasionally flooded or exsiccated. In core depths of approximately 625 m the marshes wooded by Glyptostrobus forest are proved, being documented by charred bark, seeds and cones. In these sediments the change of calcareous nannoplankton association was detected. It is represented by acme of *Braarudosphaera bigelowii* and *B. bigelowii parvula* – indicators of very stressed environment. In these horizons *Foraminifera* do not appear at all.

Acknowledgement. This contribution was supported by the project APVV-0280-07.

M. HYŽNÝ: **New Karpatian decapod crustaceans assemblage from Cerová-Lieskové (Vienna Basin)**

Dpt. of Geology and Paleontology, Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovakia

The locality of Cerová-Lieskové is situated on the western slopes of the Malé Karpaty Mts. in the SW part of Vienna Basin.

The studied section is represented by the Lakšárska Nová Ves Formation (Špička and Zapletalová, 1964) being characterized by grey calcareous pelitic "Schlier" development. The biostratigraphic dating is based on nannoplankton flora assemblage and indicates the NN4 Zone of the Lower Karpatian age (Baráth et al., 2003).

Several animal groups were documented at the studied locality including foraminifers, bivalves, gastropods, echinoids, cephalopods and fish otoliths. Recently more attention has been paid to crustaceans which represent two different orders here: Decapoda and Isopoda. 79 specimens have been studied, which yielded totally 7 different taxa (1 belongs to Isopoda order).

The greatest number of specimens was determined as *Callianopsis* sp. nov. (order Decapoda, infraorder Thalassinidea, superfamily Callianassoidea). The material exhibits striking sexual dimorphism through the shape of the major cheliped. Nearly all morphological characters needed for proper systematic identification of fossil callianassid material proposed by Manning and Felder (1991) were observed on the studied specimens, including the morphology of dorsal carapace and all segments of major and minor chelipeds of both sexes. The second almost isochelate thalassinid taxa comprises two specimens and has not been determined yet.

From Anomurans there were collected totally 4 specimens belonging to single family Galatheidae and two different taxa. *Munidopsis* sp. nov. is represented by 3 almost complete carapaces. The second species has not been described properly yet since only one fragmentary specimen was found, but it certainly has to be described as a new species belonging to subfamily Galatheinae.

Infraorder Brachyura is represented by only species *Styrioplax exiguus*, which was first described from Austrian part of Vienna Basin (Glaessner, 1928). Karasawa and Kato (2003) in their re-evaluation of the family Goneplacidae argued that it is not possible to assign this species to any subfamily with certainty because the type material is not very well preserved. This new material from the Cerová-Lieskové locality comprising totally 4 specimens will allow us to classify *S. exiguus* more precisely than ever before after proper examination.

Order Isopoda is represented by 3 specimens probably belonging to family Cirolanidae. Specific assignation is not possible because soft parts needed for determination are not preserved. In one case there are nearly all parts of cephalon, pereon and pleon preserved, documenting the biphasic molting typical for isopods.

The crustacean fauna collected at the Cerová-Lieskové locality brings new data in several respects: *Callianopsis* sp. nov. is the second record of this today exclusively Pacific genus in the Europe, which confirms the decapod crustacean faunal changes not only between the Pacific and Atlantic regions (Feldmann and Schweitzer, 2006; Schweitzer, 2001) but also between Atlantic and Paratethyan realm through Mediterranean. The new material of *S. exiguus* together with the re-examination of the type material sheds new light on the classification of the genus of *Styrioplax*. Finally collected presumable cirolanid specimens represent the first record of fossil marine isopods in Slovakia.

Acknowledgement. The research was funded by APVV-02-80-07.

B. CHALUPOVÁ and J. MICHALÍK: **Chondrichtyes and Osteichtyes remains from the Kardolína locality in the Tatra Mts. (Fatra Fm., Western Carpathians)**

Geological Inst., SAS, Dúbravská cesta 9, P. O. BOX 106, 840 05 Bratislava, Slovakia; geolchal@savba.sk

The shark and fish teeth extracted from bone beds occurring in the Rhetian Fatra Fm. of the Kardolína locality in the Tatra Mts. are briefly described. The fauna comprises well established Rhetian Chondrichtyes and Osteichtyes.

Rhetian fish remains (single shark and actinopterygian teeth and scales) were previously reported from slopes of the Tatra Mts. by Gaździcki (1974) as well as Duffin and Gaździcki (1977). Indeterminated Rhetian fish remains were also mentioned by Michalík (1977, 1979), or by Gaździcki et al. (1979).

The Kardolína section is situated on steep slope of the Mt. Pálenica (NNE of the village Tatranská Kotlina) in eastern part of the Belianske Tatry Mts. It represents the most complete profile of the Fatra Formation (Michalík et al., 2007), rich in fossil molluscs, brachiopods, corals, echinoderms, foraminifers, ostracods and algae. Shark teeth were collected from beds 2.2/2.3. Fish fossils (single teeth and vertebrae) were collected in beds 2.2, 2.3, 3.1, 3.2, 3.3, 3.4, 4, 4.2, 5.1, 5.2, 5.4, 13/14, 14/15 and 15/16 and they are housed in the Geological Institute of SAS in Bratislava.

Many small (a few mm) shark teeth belonged of *Lissodus minimus* (Agassiz, 1839). Agassiz in 1839 described by as *Acrodus minimus* from most Westbury Formation. One tooth belongs to *Hybodus minor* Agassiz, 1833. It is characterized

by a relatively larger, sharper central cone and fewer lateral cusps (only one or two per side). The cusp is offset to the labial side of the tooth and bear pronounced striae or ribs. Punctate root of the tooth is prominent but varies from a thin platform to a fat or bulbous knob. This root is generally mildly concave or flat-bottomed and is straight along its labial side but broadly curved lingually (Storrs, 1994).

Teeth of *Sargodon tomicus* Plieninger, 1847 belong to the most often finds. They are of two morphological types. There is an incisiform type, and dome-like crushing tooth type. Before Italian findings, *Sargodon* was known only by its teeth, which are recorded from the Norian-Rhetian of Europe, especially from bone-beds of England, France and Germany. *S. tomicus* is a very deep-bodied fish, its maximum depth being slightly less than the standard length: less than 30 cm to more than one meter (Muscio, 1988).

The conical teeth belong to *Saurichthys longidens* Agassiz, 1834 and *Birgeria acuminata* (Agassiz, 1839), which were predators, while the highest trophic level was occupied by "primitive" basal actinopterygians (Lombardo and Tintori, 2005). *Saurichthys* ("lizard fish") were recognizably pike-like fish, with a characteristic caudal placement of the dorsal and anal fins. Morphological characteristics of these fish are sufficiently similar to that of pikes for their lifestyles to have been most probably very similar. Thus, it is generally hypothesized that the large (up to a meter in length) saurichthyiform fish were ambush predators, using their elongated and narrow mouths to snatch the smaller fish they probably fed on after a rapid burst of swimming. *Saurichthys* was relatively cosmopolitan, found in deposits on all continents except Antarctica. *Birgeria* was a large fish with robust dentition. Basal portion of teeth below enamel cap is relatively shorter. The enamel cap terminated proximally by prominent collar; teeth with fine vertical striations, best developed immediately proximal to collar. *Birgeria* have the body almost naked, scales only present on dorsal half of caudal pedicle, on body axis of caudal fin, and anteriorly to the caudal pedicle in a single row along the main lateral line (Savage and Large, 1966).

The base of the Fatra Fm. in the Kardolína locality contains record of colonization by marine faunas (shark and fish) during the Rhetian transgression, which become dominated by *Sargodon tomicus* Plieninger, 1847.

Acknowledgement. We would like to thank to Mr. P. Ledvák and Mr. M. Golej (Geological Institution of SAS in Bratislava) for the field assistance. Thanks for financial support by VEGA Project 6026.

M. JAMRICHOVÁ and R. AUBRECHT: **Microfacies analysis of selected profiles of the Czorsztyn Unit of the Klippen Belt**

Dpt. of Geology and Paleontology, Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovakia

The majority of studied profiles is situated in the central Považie area (Hrebeň, Štepnická skala II. and Žiačik) except of "Erdúdsky kostol" locality situated in Orava region. Microfacies studies distinguished following dissimilarities with the classical scheme of Birkenmajer (1977). In the Hrebeň section, red Krupianka Limestone is missing above the Smolegowa Limestone but grey to pink-red crinoidal limestones occur there. Higher up they pass into micritic crinoidal limestones which contain quantity of brachiopods and a "filamentous" microfacies. Deepening of the sedimentation environment is indicated by increasing micritic component and appearing of "filamentous" microfacies. The sedimentary environment of this limestone is subtidal up to deeper neritic. In this formation, condensed sedimentation was registered, being indicated by the Fe-Mn crusts (hardgrounds). After the interruption of sedimentation the Czorsztyn Nodular Limestone with the "filamentous" microfacies sedimented. In Oxfordian, the "filamentous" microfacies was replaced by Globuligerina microfacies in the upper part of the formation. Transitional "filamentous-Globuligerina" microfacies indicates that the transition was gradual and not abrupt, as known earlier. Onset of globuligerinids and radiolarians proves consequent deepening of the sedimentary basin. The Globuligerina microfacies is replaced by Saccocoma microfacies in Kimmeridgian; it appears together with *Bosira buchi* (Roemer). Globuligerinids appear again in the overlying pseudonodular crinoidal limestones with Saccocoma microfacies in the Hrebeň section, which indicates gradual replacement of Globuligerina by Saccocoma microfacies contrasting to sudden onset which was recognized before. The Czorsztyn Limestone Formation of "Erdúdsky kostol" section is formed prevailingly by Saccocoma microfacies. Brown to brown-red crinoidal (Saccocoma) limestones in the Štepnická skala II. locality were distinguished under a new name – Streženice Limestone Formation of the Kimmeridgian to Lower Tithonian age. The studied Dursztyn Formation of Upper Tithonian-Lower Beriassian age is represented by Rogoża Coquina (Hrebeň, Šepnická skala II. and Žiačik), Korówa Member (Hrebeň, "Erdúdsky kostol") and the Sobótka Member (Štepnická skala II. and "Erdúdsky kostol"). The sedimentary environment of the Dursztyn Limestone Formation is deeper neritic, dominated by planktonic organisms. On the basis of association of calcareous dinoflagellate cysts and calpionellids following zones were distinguished: Malmica Zone distinguished from the uppermost part of Streženica Limestone and from the lower part of Red Nodular Limestone of Štepnická skala II. section and from Rogoża Coquina of Hrebeň section. Semiradiata Zone was distinguished from the upper part of Rogoża Coquina of Štepnická skala II. section. Crassicollaria Zone was distinguished from Korówa Member of Hrebeň section, from Korówa Member and from the lower part of Sobótka Member of "Erdúdsky kostol" section and Crassicollaria Zone with Intermedia subzone from the uppermost part of Rogoża Coquina of Štepnická skala II. section. Calpionella Zone with Alpina Subzone was distinguished from Korówa Member of Hrebeň section and from the upper part of Sobótka Member of "Erdúdsky kostol" section. Calpionellid zonations was used by Pop (1994) and calcareous dinoflagellate cyst zonations by Reháková (2000). In the Žiačik locality, the Rogoża Coquina is different from the other occurrences by absence or subordinate amount of Globochetae microfacies. The youngest members observed were grey and red limestones of Aptian up to Albian

age with *Hedbergella* sp. ("Erdúdsky kostol") and neptunian dyke with the rare appearance of *Ticinella* sp. (Žiačik).

Acknowledgement. The financial support by grants APVV 0280-07 and UK/22/2008 is greatly appreciated.

Š. JÓZSA, M. GOLEJ and D. PLAŠIENKA: **Peculiar micro and macrofauna of the Albian limestones of the Klape Unit (Varín sector of the Pieniny Klippen Belt)**

[1]Dpt. of Geology and Paleontology, Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovakia, jozsa@fns.uniba.sk; [2]Geological Inst. of the Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava 45, Slovakia

Several bodies of dark grey, massive, marly and siliceous or cherty limestones occur in the area around the Jalovec hill about 2 km NW of the Lysica village. Surrounding rocks are poorly outcropped, they are probably formed by thin-bedded shale/sandstone alteration described as the "spherosiderite beds" (Haško and Polák, 1979), correlative to the Nimnica Formation defined by Salaj (1990). These sediments belong to the basal part of the Klape Unit (or Manín Unit according to Haško and Polák, 1979) overriding Upper Cretaceous formations of the Kysuca Unit. The limestone bodies are nearly isometric, up to 100 m in diameter. These bodies were described as "klippen" by Haško and Polák (1979), but limestones are of the approximately same age as the associated distal flysch sediments (Upper Aptian? – Albian, l. c.). More probably they represent olistoliths or tectonically disrupted slump bodies derived from the basin slopes.

An uncommon assemblage of planktonic foraminifera with other benthic foraminifera, scarce bivalve fauna and wood fragments has been recovered from limestones of this formation. Planktonic foraminiferal assemblage shows nearly monospecific composition and belongs to the family *Favusellidae*. There have been identified *Ascoliella nitida* (Michael) and in lesser amount *Ascoliella* cf. *voloshinae* (Longoria and Gamper), representing the first descriptions of free specimen from the family *Favusellidae* of Albian deposits of Slovak Western Carpathian area. From benthic foraminifera the representatives of genera *Tritaxia*, *Lenticulina*, *Vaginulinopsis*, *Gavelinella* and scattered *Textulariopsidae* gen. et spec. indet were identified. Among other microbioclasts sponge spicules and scarce fish teeth have been found. The planktonic foraminifera occur in spongolitic wackestone nearly packstone microfacies with echinoid fragments and with rare clastic admixture. Gorbachik (1980) observed that the favusellids are commonly found in neritic environments.

In the bivalve association only left valves of the genus *"Ostrea"* are preserved. Oysters were attached to the substrate or bottom by the left valve. The right valves are wholly missing in the studied sediments. In the umbonal areas of the left valves no attachment area was observed, hence the attachment to the sediment particles or larger (e.g. wood) surfaces is supposed (parallel marks on the valve surface). The latter hypothesis is supported by the missing of the right valves that could be lost after the death of the organism and destruction of the organic matter that hold the shells together. The left valves attached to the mobile substrate were then transported longer time and deposited in another part of the basin (in the present sampled sediments).

Acknowledgement. Financial support provided by the Slovak Research and Development Agency (projects APVV-0465-06 "Tectogen", APVV-0280-07 and APVV-0248-07) is gratefully acknowledged.

J. KOPECKÁ: **Paleoecology of the Lower Badenian Carpathian Foredeep based on foraminiferal fauna in Central Moravia (Czech Republic)**

Dpt. of Biology, Fac. of Education, Palacký Univ., Purkrabská 2, 779 00 Olomouc, Czech Republic; jitka.kopecka@upol.cz

The Carpathian Foredeep (CF) in the area of Czech Republic is bordered with the passive margin of the Bohemian Massif in NW and with the overriding nappes of the Western Carpathians in SE. The Lower Badenian Carpathian Foredeep in Moravia represents a final evolutionary stage of the peripheral foreland basin in NW part of the Central Paratethys. Beginning of Lower Badenian sedimentation is characteristic by the presence of clastic deposits (conglomerates and sandstones). Transgression into deeper parts of the basin was followed by calcareous clay sedimentation.

In Central Moravia, calcareous clays from the borehole HV-5 Rybníček (Vyškov area, Central Depression of the CF, 200 m, 63 samples of core section) and two outcrop localities in Olomouc area (Upper Moravia Basin): Olomouc-Neředín (14 m, 7 samples of outcrop section) and Olomouc-Nová Ulice (1 sample) were analysed. All studied sections have a common feature: occurrence of stratigraphically significant *Orbulina suturalis* Brönn. and *Praeorbulina glomerosa circularis* (Blow) in all sections. This corresponds with the planktonic foraminiferal Zone M6 (15.1–14.8 Ma) of the Alpine–Carpathian Foredeep (Coric et al., 2004).

At the individual localities, there was found variation among foraminiferal fauna assemblages. Planktonic foraminiferal assemblages differ in their diversity and in plankton/benthos (p/b) ratio. Planktonic foraminifera with high diversity from the HV-5 Rybníček borehole samples are represented mainly by genera *Globorotalia* (*Obandyella*), *Paragloborotalia* and *Globigerinoides*. The p/b ratio is between 50–90 %. Planktonic foraminiferal fauna with low diversity from the Olomouc area localities samples is represented mainly by genus *Globigerinoides*. The p/b ratio is 25–35 % for assemblages of the Olomouc-Nová Ulice locality and 2 % for assemblages of the Olomouc-Neředín locality. For the HV-5 Rybníček borehole, the p/b ratio indicates outer shelf up to upper bathyal zone environment. In the Olomouc area localities, p/b ratio points to markedly shallow water condition of middle shelf at the Olomouc-Nová Ulice locality up to inner shelf at the Olomouc-Neředín locality (interpretation by Murray, 1991). Benthic foraminiferal assemblages differ in the presence of deep-water foraminifera (e.g. *Neugeborina*, *Cibicidoides*,

Melonis, *Lenticulina*, *Heterolepa* and *Uvigerina*) in the HV-5 Rybníček borehole samples and in the presence of shallow-water foraminifera (e.g. *Asterigerinata*, *Heterolepa* and *Nonion*) in samples from the Olomouc area localities. Lower diversity of bentic foraminiferal fauna in some samples of the HV-5 Rybníček borehole and the Olomouc-Nová Ulice locality is connected with the occurrence of genera *Bulimina*, *Bolivina*, *Millostomella*, *Siphonodosaria* and *Pullenia*. These foraminifera are typical for bottom environments with low oxygen level (Kaiho, 1994).

Described foraminiferal assemblages indicate different bathymetric conditions at studied localities. Deep water conditions typical for the HV-5 Rybníček borehole correspond with other studies from the Moravian part of the Carpathian Foredeep (e.g. Brzobohatý, 1981; Diviš and Sviták, 1998; Petrová, 2002; Petrová, 2004; Petrová and Hanák, 2004). Shallow water environment described at the Olomouc area localities is also known from several localities of the CF including Olomouc area with occurrence of red algal limestones (e.g. Zapletal et al., 2001; Zapletal, 2004; Doláková et al., 2008). Benthic foraminifera, which in several samples significated low oxygen level at the bottom, can feature environment with seasonal accumulation of biomass at the sea bottom. It is a result of high production of biomass in photic zone in area of convergence of marine currents (Phleger, 1960). It supposes good water mass circulation between the Mediterranean and the Central Paratethys (Brzobohatý, 1987; Báldi, 2006). Decomposition of biomass at the sea bottom causes reduction of oxygen level. These results are consistent with the current paleogeographic interpretation of the Lower Badenian in the Central Paratethys. The paleobathymetric analyses could also argue a different tectonic history (?relief inversion) of the particular blocks in the Middle Moravia during the Lower Badenian and in the Post-Badenian.

M. KROBICKI[1] and A. WIERZBOWSKI[2]: **Stratigraphy of the Jurassic (Bajocian) crinoidal limestones in the Pieniny Klippen Belt in Poland and the problem of the Czertezik Succession**

[1]AGH Univ. of Science and Technology, 30-059 Kraków, Mickiewicza 30, Poland, krobicki@geol.agh.edu.pl; [2]Inst. of Geology, University of Warsaw, 02-089 Warszawa, Żwirki i Wigury 93, Poland

The most important set of the Jurassic crinoidal limestones in the Pieniny Klippen Belt (PKB) in Poland is subdivided into three formations: the Smolegowa Limestone Fm., laterally replaced by the Flaki Limestone Fm., and both capped partly by the Krupianka Limestone Fm. The Smolegowa Limestone Fm. consists of light grainstones typically developed in SE shelf/slope of the Czorsztyn Ridge (the Czorsztyn Succession – shallowest part of the basin), and in a little bit deeper – the Niedzica Succession, as well as some parts of the Czertezik Succession, whereas the Flaki Limestone Fm. consists of grey crinoidal-spiculitic grainstones with multicoloured cherts (some parts of the Czertezik Succession). The spongiolites, crinoid marlstones, and filament limestones, micritic limestones and marls, attributed also to the Flaki Limestone Fm., are recognized in a deeper part of the basin (Branisko Succession). The Krupianka Limestone Fm. is represented by red crinoidal limestones occurring from the Czorsztyn Succession to the Niedzica Succession, and partly in the Czertezik Succession.

The onset of the crinoidal sedimentation, as proved by ammonite faunas, took place during the Early Bajocian – in the latest Propinquans Chron, and it was preceded in more shallow areas of the PKB (Czorsztyn, Niedzica and Czertezik successions) by a marked stratigraphical hiatus. The hiatus covers the bulk of the lowest Bajocian (mostly Laeviuscula Zone and a bulk of the Propinquans Zone). This hiatus corresponds to the origin and uplift of the Czorsztyn Ridge, and it is not recognized in a deepest part of the basin (Branisko and Pieniny successions) where the deposits of the Fleckenkalk/Fleckenmergel-type facies (Harcygrund Shale Fm.), fulfils the stratigraphical interval in question.

The development of the crinoidal limestones occurred in a very dynamic environments controlled by the synsedimentary movements of submarine blocks, which resulted in strong differentiation of the thicknesses of the crinoidal formations. The end of the crinoidal limestone sedimentation corresponded to a general subsiding of the Czorsztyn Ridge which promoted the appearance of the pelagic Ammonitico Rosso facies (Czorsztyn Limestone Fm., Niedzica Limestone Fm.). As proved by ammonite faunas recognized in the Czorsztyn and Niedzica successions, this replacement of the facies (sometimes related with hiatus) took place during the latest Bajocian (from the Garantiana Chron to the Parkinsoni Chron).

A different interpretation of stratigraphy of the crinoidal limestones was given originally by Birkenmajer (1977, *Studia Geol. Pol.*, 45) who postulated a wider stratigraphical range of the crinoidal formations – from the Lower Bajocian up to the end of Callovian. This interpretation remained nowadays especially strongly controversial in relation to the Czertezik Succession. According to Birkenmajer (2007, *Studia Geol. Pol.*, 127) the crinoidal limestones span a wide stratigraphical interval of the Middle Jurassic in the Czertezik Succession being a lateral equivalent of the lowest Ammonitico Rosso facies of the Niedzica Succession. The current studies of the present authors do not confirm, however, the presence of such a long ranging "stratigraphical chimney" of the crinoidal limestones in the Czertezik Succession. The ammonites found in the Ammonitico Rosso facies in the typical area of occurrence of the Czertezik Succession (Zamkowa Mt. in the Trzy Korony Range, and a fallen block off the Czertezik Mt. above Zawiasy) have revealed the presence of the uppermost Bajocian – lowest Bathonian ammonites such as *Parkinsonia* (*Parkinsonia*) *parkinsoni* (Sow.), *Parkinsonia* (*Gonolkites*) sp., *Oxycerites* sp. This fauna indicates that sedimentation of the crinoidal limestones in the Czertezik Succession took place during the Bajocian, as the overlying Ammonitico Rosso facies appeared here already in the uppermost Bajocian – lowest Bathonian,

similarly as in other successions of the PKB. These new findings make the difference between the Czertezik Succession, and other successions of the PKB much smaller than originally proposed (Birkenmajer, 1959; *Acta Geol. Pol.*, 9), and confirm the interpretation of the present authors (Wierzbowski et al., 2004; *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 74).

K. KRONOME and M. SÝKORA: **Preliminary results of the new field research of the Upper Triassic limestones near Silická Brezová (Slovak Karst)**

Dpt. of Geology and Paleontology, Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava, Slovakia

The studied profile is located near the Silická Brezová village in the Slovak Karst and belongs to tectonic unit of Silicicum. Profile is built by Upper Triassic (Tuvalian to Sevatian) limestones: Tisovec – Waxenec limestones, Hallstatt limestones and Dachstein limestones. The latest are in tectonic contact with the underlying Hallstatt limestones. The thickness of profile is 134 m.

This work focuses mainly on the microfacial study and statistical analyses of Hallstatt limestones. Studied sediments are mostly developed in the facies of bedded grey-rose and terracotta bioclastic limestones with indication of nodularity. The sediments represent an open shelf environment influenced by the episodic deep water input.

The profile was uncovered in the 1996 during the biomagnetostratigraphic study. Stratigraphic and biomagnetostratigraphic interpretations have been made by an international team led by J. E. T. Channell. The stratigraphic interpretations were made by H. Kozur on the basis of conodont fauna distribution. Recently, a detailed documentation of the profile has been performed and completed by rock material, especially from the interval of Carnian – Norian boundary, which will be used to specify the stratigraphy, microfacial analysis and capacity of stable isotopes (O and C) in the whole profile.

Our microfacial study has shown the following results:

The microfossil association in the studied profile indicates an energic environment and normal salinity prevailed in the Tuvalian (0.0–28.8 m). The occurrence of intraclasts probably reflects an influence of storm ripple. Foraminiferal community and also the other bioclasts suggest a carbonate platform environment. In this part of profile, the light shallow-water Tisovec (Waxenec) limestones, which are very well developed in the Silicicum unit, appear the last time. In the upper part of Tuvalian (28.8–46.0 m), the majority of micrite matrix and the presence of radiolarians and planktonic crinoids show the influence of the deep see environment. A special feature of the analysed samples is the occurrence of carbonatic ooids suggesting continuing communication with the shallow water environment.

The association and content of microfossils, particularly radiolarians and "filament" types of bivalves in the Lower Norian – Alaunian interval (46.0–86.9 m) show the deepening of area and communication with the open see environment. The breccias beds positions, interrupted with synsedimentary slip fold, indicate a slope area, probably simultaneous with the seismic activity and possible sea-level fluctuation. The upward granularity refinement might document the gradual ending of the mentioned influences or sea-level rising.

The presence of ammonites, smaller extent radiolarians and thin-shell bivalve bioclasts in the lower part of Sevatian limestones (86.9–134.0 m) show that the open see conditions persisted during this interval. The rich presence of porifera spicules and some lumachelle layers are also observed. In this section, the peloid grainstones, which structurally and qualitatively sharply contrast with the microfacies of underlying and overlying layers, are present in two samples. Typical bioclasts are absent in these grainstones. The sedimentation of these layers was probably influenced by gravitational flows, which brought material from the coastal platform area.

Overlying beds of light grey limestones are macroscopically and microscopically different from the underlying rocks. This might result from their tectonic contact. These layers belong to the Dachstein limestones (grainstones to grapestones), which contain the green algae – *Dasycladaceae*, agglutinated Foraminifera, segments of echinoderms and intraclasts.

Acknowledgement. This work was supported by the Slovak Research and Development Agency with the contracts Nos. APVV-0571-06, VEGA 1/4035/07 and APVV-0280-07.

J. KUČEROVÁ: **Preliminary results from the paleobotanical research on the locality Spišská Nová Ves**

Dpt. of Geology and Paleontology, Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Mlynská dolina 1, 842 15 Bratislava, Slovak Republic

The locality Spišská Nová Ves is situated in the Hornádska kotlina intramountain basin (Western Carpathians, Slovakia). Studied plant assemblage occurs in the Tomášovce Member, a part of the Podtatranská (Subtatric) Group and represents the uppermost member of the Borové Formation (Priabonian – Lower Oligocene). Preliminary research yielded determination of fossil plants belonging to the families *Fagaceae (Eotrigonobalanus, Quercus), Lauraceae (Laurophyllum, Daphnogene)* and taxa *Leguminosites* sp. div., Pinus, Picea and Quasisequoia. Following research is focused on the anatomical interpretation of leaf macrofossils, statistics, quantitative paleoecology and taphonomical interpretation. Floral composition, diversity, equitability and dominancy are discussed.

O. LINTNEROVÁ[1], M. KNIETL[1], D. REHÁKOVÁ[1], P. SKUPIEN[2] and Z. VAŠÍČEK[2]: **Diagenetic and dolomitization history of the Štramberg limestones**

[1]Comenius Univ., Bratislava, Slovakia, lintnerova@fns.uniba.sk; [2]Technical Univ. Ostrava-Poruba, Czech Republic

The Štramberg sequence is a part of tectonic megaslices detached from the reef complex which originally (Tithonian) had bordered the eastern slope of Bohemian Massif and later were deposited as a shallow water mound limestone. A grey bedded dolomite occurred in some clefts of this tectonically deformed carbonate complex. Light and SEM microscopy studies have been completed by microprobe analyses of dolomite crystals, by elemental (Sr, Na, Mg, Ca, Mn, Fe) analyses of HCl-leachable part of the samples, and by C and O-isotopic analyses of calcite and dolomite phases to document sedimentary and diagenetic/burial history of this sequence. Grain size (0.05–0.2 mm) and idiotopic to hypidiotopic dolomite rhombs mosaic could indicate rather low-temperature (50–60 °C) diagenetic recrystallization of low-Mg calcite. There occur mainly Ca-enriched dolomite rhombs with other Fe and Mn substitution, which is strong argument supporting burial or late diagenetic model of dolomite formation. Character of dolomitization fluids indicated rather common zoned crystals. Dark rhomb Mn--enriched cores are (syntaxially) enclosed by (light) high Fe and less Fe enriched zones in direction to the rhombs edge and documented progressive chemical changes of marine fluid composition in buried sediment. Moreover $\delta^{13}C$ (2.38 to 2.58 ‰) values exclude a meteoric origin of the dolomitization fluids and the $\delta^{18}O$ (-3.58 to -4.34 ‰) excludes a hypersaline origin and calculated $\delta^{18}O$-dolomite temperatures coincide with the estimated diagenetic temperature range. Large part of originally grey bedded dolomite is recrystallized to yellow-brown de-dolomite. Subhedral to anhedral grains (xenotopic mosaics) of new-formed calcite with low content of Mg and Sr and higher content of Fe, Mn and Na, decreased $\delta^{13}C$ (-0.01 to -1.72 ‰) and $\delta^{18}O$ (-5.73 to -6.36 ‰) data documented de-dolomitization – a process of Mg leaching by fluids enriched to sulphates obviously. Analyses of grain documented rest of dolomite molecule in calcite which substituted rhombs probably in sub surface conditions. Other history of dolomitization occurred in cavity infillings of reef limestones. The phase analyses of the calcite and dolomite from infilling offer more negative isotope data in dolomite ($\delta^{13}C$ -0.88 to -0.11 ‰, $\delta^{18}O$ -4.12 to -7.94 ‰) and in the same time more positive $\delta^{18}O$ in reef limestone (-1.92 to -0.53 ‰). It could indicate the earlier dolomitization due to meteoric or saline water seepage into the reef. However the dolomite is unstable mineral and its geochemical history could be easily re-set by recrystallization. The dolomitization and de-dolomitization timing must be reviewed taking into mind global and local sea level changes, local hydrologic regime, weathering and climate as well as complicated tectonic history of the studied klippen limestone.

Acknowledgement. This is the contribution to the projects APVT 51--011305, APVV-0280-07, APVV-0248-07 and to the IGCP UNESCO Project No. 506.

F. MARKO[1], R. VOJTKO[1], J. MADARÁS[2], J. BETÁK[3], V. GAJDOŠ[4], K. ROZIMANT[4], A. MOJZEŠ[4] and F. PREUSSER[5]: **Structural, morphotectonic record and age determination of the Vikartovce fault activity (Western Carpathians)**

[1]Dpt. of Geology and Paleontology, Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovakia; [2]Geophysical Inst., Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, 845 28 Bratislava, Slovakia; [3]Geographical Inst., Slovak Academy of Sciences, Štefánikova 49, 814 73 Bratislava, Slovakia; [4]Dpt. of Applied Geophysics, Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovakia; [5]Inst. of Geology, Univ. Bern, Beltzerstrasse 1-3, CH-3012 Bern, Switzerland

The Vikartovce fault is one from the most pronounced faults in the Western Carpathians, being very evident in the geological architecture of an area. It creates E–W trending, perfectly linear northern boundary of the narrow Vikartovce Depression filled up by the Paleogene sediments of the Central Carpathian Paleogene Basin (CCPB). North of the fault, the basin is rimmed by the distinctive morphostructural elevation, created by volcanosedimentary successions of the Hronic unit. This horst called the Kozie chrbty is gently plunging to the east, where submerges under the CCPB sediments near Spišský Štvrtok village. Due to linearity of the Vikartovce fault map trace and its influence to geological structure we have no doubts about fault origin of this linear phenomenon. However, nontectonic explanation of the Vikartovce Depression as a narrow sea bay exists as well. Nevertheless we evaluated this fault as a very suspected event of neotectonic activity. The reasons were linearity, morphotectonic expressions and its evident relation to distribution of the Quaternary travertines at Spišské Podhradie. As the most important argument supporting neotectonic, even subrecent reactivation of the Vikartovce fault are published evidences of abrupt change of rivers traces due to fault activity. According to this, ancient rivers flowing to the north were amputated by the Vikartovce fault. It led to the change of the paleo-rivers network. Possible mechanism to do it was the block tilting, where E–W faults in the area operated as a boundary normal faults. To confirm, or exclude this model a complex methodology has been applied in the frame of the neotectonically oriented project. Structural research, morphotectonic analysis, geophysical research (VES, emanometry), Quaternary sediments dating by Optically Stimulated Luminescence method (OSL) and palinological analysis have been realized. Strong effort was focussed to localization and sampling of amputated and buried alluvial sediments preserved at recently dry saddle (Visová) crosscutting Kozie Chrbty horst, formed by ancient river flow. The age of these alluvial deposits dates the age of river interruption that means the age of the Vikartovce fault latest activity. Based upon geophysical profiles, three shallow boreholes with core recovery were situated and drilled. The third borehole penetrated brownish/yellowish sandy loam in the upper part of the profile (deluvium), deeper (at cca 13–17 m depth) occurred the sequence of grey sands intercalated by clays, and pebble clays. Samples for OSL dating were selected from this horizon, which is very probably of alluvial origin, representing remnants of fault-amputated river sediments. Poor sorting of this sediment points to short

transport. Surprisingly, the bedrock was not reached by drilling, but in the lower part of the profile, up to 22 m depth, strongly weathered horizon of eluvium was observed.

The Vikartovce fault represents neotectonically active structure proved by many morphotectonic attributes. The latest – Quaternary activity is going to be confirmed by absolute dating of amputated alluvial sediments. Samples were successfully selected and currently are dated. The results of OSL dating shall be compared with the results of palinological analysis as well.

Acknowledgement. This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contract No. APVV-0158-06.

J. MICHALÍK[1], D. REHÁKOVÁ[2], E. HALÁSOVÁ[2] and O. LINTNEROVÁ[3]: **West Carpathian stratotype of the Jurassic/Cretaceous boundary: the Brodno section (the Kysuca Unit, Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians)**

[1]Geol. Inst. of the Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, P. O. Box 106, 840 05 Bratislava 45, Slovakia, geolmich@savba.sk; [2]Dpt. of Geology and Paleontology, Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Mlynská dolina 1, 842 15 Bratislava, Slovakia; [3]Dpt. of Economic Geology, Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Mlynská dolina 1, 842 15 Bratislava, Slovakia

This contribution discusses the results of an integrated biostratigraphic study using three microplankton groups (calpionellids, calcareous dinoflagellates and nannofossils), as well as stable isotope data ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) in the Brodno section, which is proposed here as the candidate for a Western Carpathian regional J/K boundary stratotype. The distribution of the stratigraphically important planktonic organisms revealed several coeval calpionellid and nannofossil bioevents recorded in the pelagic carbonate sequence of the Jurassic/Cretaceous boundary age. The stable isotope data underline environmental changes during the studied interval. The biostratigraphical study based on the distribution of calpionellids allowed us to distinguish the Dobeni Subzone of the Chitinoidella Zone in the Brodno sequence for the first time. The J/K boundary interval can be characterized by several calpionellid events – the onset, diversification, and extinction of chitinoidellids (Middle Tithonian); the onset, burst of diversification, and extinction of crassicollarians (Upper Tithonian); and the onset of the monospecific *Calpionella alpina* association close to the J/K boundary. The J/K boundary in the Brodno section is traced between the Crassicollaria and Calpionella Zone. This limit is defined by the morphological change of *Calpionella alpina* tests. The base of Crassicollaria Zone is correlated with the reverse Kysuca Subzone, and the base of standard Calpionella Zone is located just below the reverse Brodno Subzone. Abundance peak of obliquipithonellid cysts in the Semiradiata Zone isochronous with flourishing *Conusphaera* spp. was used as the indicator of warmer surface waters.

For the first time, two nannozones: the Conusphaera mexicana mexicana- and the Microstaurus chiastius zones were distinguished in the Western Carpathians. Calcareous nannofossils from the lower half of the studied sequence are correlated with the Lower to Middle Tithonian Conusphaera mexicana mexicana Zone (NJ-20). This zone comprises the Polycostella beckmanii Subzone; the latter consisting of the Hexalithus noeliae- or NJK-A, NJK-b- and NJK-c subzones. Calcareous nannofossils show poorly diversified associations at the J/K boundary. The abundance of *Watznaueria* spp., *Cyclagelosphaera* spp., *Conusphaera* spp., and *Polycostella* spp. in the studied section is relatively high. Other nannofossils are rather rare. *Conusphaera* predominates in the Tithonian nannofossil assemblage (showing the Middle Tithonian peak). *Polycostella* increased in abundance during the Boneti Subzone of the Chitinoidella Zone. On the basis of the appearance of the *Polycostella beckmannii* nannoliths, the Lower/Middle Tithonian boundary was located in the Polycostella beckmannii Subzone. The Middle/Upper Tithonian boundary was determined by the FO of *Helenea chiastia* coccolith accompanied by the first small nannoconids. Small nannoconids appeared during Upper Tithonian and increased in abundance during Berriasian. *Polycostella* group diminished in abundance towards the onset of the Crassicollaria Zone. The Upper Tithonian interval was dated more precisely by the appearance of *Hexalithus noeliae* and *Litraphidites carniolensis* within the frame of the Microstaurus chiastius Zone. From the point of view of nannofossil stratigraphy, the Tithonian/Berriasian boundary interval should be limited considering the FO of *Nannoconus wintereri* together with small nannoconids at the base, and the FO of *Nannoconus steinmanni minor* to the top. Evolution of nannofossil, calpionellid and dinoflagellate genera coincided with assumed paleoceanographical changes across the J/K boundary interval.

Stable isotopes ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) analyses indicated relative cold period occasionally disturbed by warm episodes during uppermost Tithonian. This is documented also by low contents of organic carbon. Near the J/K boundary the oxygen isotope values indicated temperature and salinity changes probably influenced by an invasion of warm water (or stagnancy of cold water input) into the basin resulting in nannoconid bloom episodes. Upper Tithonian cooling was followed by temperature increase during very end of Tithonian and at the beginning of the Berriasian. According to the International Commission of Jurassic Stratigraphy, there is necessary to search for complete section, which can provide continuous record of both sedimentation and biotic events across stage boundaries. Although the Brodno section lacks ammonite record, it is presented here as a potential candidate considering its continuously well exposed and biostratigraphically properly documented succession, at least for the Western Carpathian region.

Acknowledgement. This is the contribution to the projects APVV--0465-06, APVT-51-011305, APVV-0280-07, APVV-0248-07 and to the IGCP UNESCO Project No. 506.

J. MICHALÍK[1], D. REHÁKOVÁ[2], E. HALÁSOVÁ[2] and O. LINTNEROVÁ[3]: **Possible Jurassic/Cretaceous**

boundary regional stratotype for Western Carpathian area near Žilina, Slovakia

[1]Geol. Inst. of the Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, P. O. Box 106, 840 05 Bratislava 45, Slovakia, geolmich@savba.sk; [2]Dpt. of Geology and Paleontology, Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Mlynská dolina 1, 842 15 Bratislava, Slovakia; [3]Dpt. of Economic Geology, Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Mlynská dolina 1, 842 15 Bratislava, Slovakia

Continuous Jurassic-Cretaceous pelagic limestone sequence of the Kysuca Unit (Pieniny Klippen Belt) of the Brodno section offers the best possibility to document the J/K passage in a wide area of the Western Carpathians. Good calpionellid and nannofossil stratigraphic record completes the older paleomagnetic data. High-resolution quantitative analysis of calpionellids, dinoflagellates and calcareous nannofossil assemblages indicates major variations in their abundance and composition. Correlation of the calcareous microplankton distribution and stable isotope analyses was used in the characterization of the J/K boundary interval as well as in the reconstruction of the paleoceanographical proxies during this time.

The calpionellid study allowed us to distinguish the Dobeni Subzone of the Chitinoidella Zone in the Brodno sequence. The J/K boundary interval can be characterized by several calpionellid events – the onset, diversification, and extinction of chitinoidellids (Middle Tithonian); the onset, burst of diversification, and extinction of crassicollarians (Upper Tithonian); and the onset of the monospecific *Calpionella alpina* association just on the J/K boundary. The J/K boundary in the Brodno section is situated between the Crassicollaria and Calpionella Zone (C24A-C24B). It is defined by morphological change of *Calpionella alpina* tests. The base of Crassicollaria Zone is coinciding with the reverse Kysuca Subzone (in L99), and the base of standard Calpionella Zone is located just below the reverse Brodno Subzone (in C24B). Abundance peak of obliquipithonellid cysts in the Semiradiata Zone (L69-L74) isochronous with flourishing *Conusphaera* spp. was used as the indicator of warmer surface waters.

For the first time, two nannozones: the Conusphaera mexicana mexicana- and the Microstaurus chiastius zones were distinguished in the Western Carpathians. Calcareous nannofossils from lower half of the studied sequence (L52 to L96) are correlated with the Lower to Middle Tithonian Conusphaera mexicana mexicana Zone (NJ-20). This zone comprises the Polycostella beckmanii Subzone; the latter one consists of the Hexalithus noeliae- or NJK-A, NJK-b- and NJK-c subzones. Calcareous nannofossils formed poorly diversified associations at the J/K boundary. The abundance of *Watznaueria* spp., *Cyclagelosphaera* spp., *Conusphaera* spp., and *Polycostella* spp. in the studied section is relatively high. Other nannofossils are rather rare. *Conusphaera* predominates in the Tithonian nannofossil assemblage (showing the Middle Tithonian peak). *Polycostella* increased in abundance during the Boneti Subzone of the Chitinoidella Zone. On the basis of the appearance of the *Polycostella beckmannii* nannoliths, the Lower and Middle Tithonian boundary was located in the Polycostella beckmannii Subzone. The Middle and Upper Tithonian boundary was determined by the FO of *Helenea chiastia* coccolith accompanied by the first small nannoconids. Small nannoconids appeared during Upper Tithonian and increased in abundance during Berriasian. *Polycostella* group diminished in abundance towards the onset of the Crassicollaria Zone. The Upper Tithonian interval was dated more precisely by the appearance of *Hexalithus noeliae* and *Litraphidites carniolensis* within the frame of the Microstaurus chiastius Zone. From the point of view of nannofossil stratigraphy, the Tithonian/Berriasian boundary interval should be limited by the FO of *Nannoconus wintereri* together with small nannoconids up to the FO of *Nannoconus steinmanni minor*. Evolution of nannofossil, calpionellid and dinoflagellate genera coincided with assumed paleoceanographical changes across the J/K boundary interval.

Sequence stratigraphy and stable isotope ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) data gave good results, too, enabling the sequence comparison with important key sections in the Mediterranean Tethys area. Stable isotopes ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) analyses indicated relative cold conditions disturbed by several warmer episodes. This is documented also by low content of organic carbon. Near J/K boundary the oxygen isotope values indicated temperature and salinity changes probably influenced by an invasion of warm water (or stagnancy of cold water input) into the basin resulting in nannoconid bloom episodes. Upper Tithonian cooling was followed by temperature increase during very end of Tithonian and at the beginning of the Berriasian.

V. MIKUŠ[1], R. PAŠTÉKA[1], M. BIELIK[1], M. ŠUJAN[2] and H. ZEYEN[3]: **The detail profile gravity measurements in the scope of the Pieniny Klippen Belt (locality Jarabina)**

[1]Dpt. of Geology and Paleontology, Comenius Univ., Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovakia; [2]EQUIS, Račianska 57, 831 02 Bratislava, Slovakia; [3]Dépt. Sciences de la Terre, Univ. Paris-Sud, France

The Pieniny Klippen Belt (PKB) is geologically the most contrasting zone of the Western Carpathians. Being only a few km wide, it extends in a broad arc for several hundreds kilometres from the Alpine-Carpathian junction as far as northern Romania. PKB also provides a link between the Tertiary accretionary wedge of the external zone and Cretaceous nappe system of the Central Western Carpathians. Regardless of its considerable length and very complex internal structure, the PKB retains to some extent its tectonic integrity, indicated especially by the omnipresence of its typical Oravic units that do not occur in other Carpathian zones. The surface structure of the PKB shows the "klippen tectonic style", where mostly tectonically separated klippen (rigid Jurassic–Lower Cretaceous limestone blocks) are embedded in the "klippen mantle" formed by incompetent Lower Jurassic and Upper Cretaceous to Paleogene marlstone and flysch formations.

The area, researched in this work, is situated in the Pieniny section of the Klippen Belt, in the eastern Slovakia, near the

village Jarabina. The aim of survey was to clarify the tectonic structure of the subsurface parts through interpretation of the detail gravity measurements. As the basis served the high accurate sectional measurements of the gravity acceleration and its processing into attributes of Bouguer anomalies. The input of geological knowledge, lithological mapping and attributes of density from the rocks was important. Modelling and interpretation was done by the software GM-SYS. The output is displayed like geological–geophysical profile and shows the lithological members and their density parameters. Interesting is also the comparison with the results of the geoelectrical and seismic methods used in the same locality.

The output of the software GM-SYS is the geometric profile with anomaly bodies and their density parameters. Clearly visible is the influence of surrounding geological units on the south and north. They represent large sedimentary basins, filled by masses of light rocks. The rocks included in the PKB have higher density and the graph of the Bouguer anomalies creates an elevation above it. Then the lateral limitation of PKB was relatively clear. The anomalies within the frame of PKB were not so sharp, what results from small differences between the density values of lithological members. Another problem was formed by the lack of information about the klippen mantle (the filling material between klippen), which were visible only in few outcrops and consequently tweaked in the modelling process. That was the reason for two variants of interpretation models. The small variances on graph curve are caused by frequent changes of lithology and were modeled by little klippen bodies. Most of them were observed by the geological mapping on surface, but some klippen in the depth were required during the model creation. The problem of continuation of the klippen bodies from the surface to the depth and their geometrical limitation was defined in the software GM-SYS. The computed graph line responded considerably to the klippen structures continuing to the depth, the bodies by the surface had only weak effect on it. In both variants the division into two domains with a certain difference in densities of klippen mantle was expressed evidently. To make the interpreted model more accurate it is necessary to extend the area of geological mapping, clarify the tectonic evolution and relationships between geological members in studied locality.

Acknowledgement. This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contract No. LPP-0225-06.

N. OSZCZYPKO and E. MALATA: **Some new arguments in the discussion about the age of the "black flysch" deposits in the Grajcarek thrust-sheets (Magura nappe, Poland)**

Inst. of Geol. Sciences, Jagiellonian Univ., Oleandry St., 2a, 30-063 Kraków, Poland

In Poland there have been the long lasting discussion and controversy related the age of the "black flysch" deposits in the contact zone of the Magura nappe and the Pieniny Klippen Belt (Grajcarek thrust-sheets). This discussion has been renewed after the publication by Oszczypko et al. (2004) which proved by new data the Albian–Cenomanian age of the "black flysch" (Szlachtowa and Opaleniec fms.), and Cenomanian to Campanian age of the overlying variegated deposits of the Malinowa Fm. These ideas were rejected by Birkenmajer and Gedl (2004) and Birkenmajer et al. (2008), who repeated the previous biostratigraphical arguments for the Jurassic age of the Szlachtowa and Opaleniec fms., and suggested contamination provenance of the Cretaceous foraminifera in these beds.

For the last few years we have studied and sampled several sections in the Grajcarek thrust-sheets which record the relation between the "black flysch" and red shales of the Malinowa Fm. In all studied sections "the black flysch" appears in the core of imbricated folds or thrust-sheets, whereas the limbs are composed of the Malinowa and Jarmuta fms. In the Sztolnia sections the transitional beds (Cenomanian correlation horizon) between the "black flysch" and the Malinowa Fm. are developed as green and black, bituminous shales with manganese oxide coatings, green radiolarites with pirite framboids, cherty limestones, and finally very thin layers of dark non-calcareous shales. In this cherty limestone the Albian-Cenomanian calcareous nannoplankton was found (see: Oszczypko et al., 2004). The cherty limestones and green radiolarites were noticed in several sections in the same position. In the previous papers they were regarded as the tectonic blocks of the Pieniny Limestone Fm. (Tithonian-Barremian).

Our new biostratigraphical investigations have revealed similar sequence of microfauna assemblages in all studied sections. In the calcareous shales of the Szlachtowa Fm. there are some representatives of the superfamily *Nodosariacea* and rare Cretaceous agglutinated taxa. In the spotty marls of the Opaleniec Fm. there are radiolarian moulds accompanied by rare nodosarids. The green shales with manganese coating contain abundant radiolaria in various state of preservation and finely, the Malinowa Fm. yields the characteristic assemblages with *Tritaxia gaultina* and *Uvigerinammina jankoi*.

In the studied sections we have observed two types of transition from the black flysch to Upper Cretaceous variegated deposits. In the southern sections there is gradual transition from the calcareous sediments of the Szlachtowa Fm. through the spotty marls of the Opaleniec Fm. to red marls followed by red shales. In the northern sections the spotty marls are replaced by the cherty limestones and radiolarites passing into green radiolarian shales and red shales.

Such a sequence of deposits is typical for the Outer Carpathian basins and records the global Middle Cretaceous phenomena in the world ocean and development of Cretaceous oceanic red beds (CORB).

Acknowledgement. This study was financed by the Polish Ministry of Science and Education (Grant 1997/PO1/2006).

N. OSZCZYPKO[1] and E. JUREWICZ[2]: **The position of the so-called autochtonous Magura Paleogene in the Małe Pieniny Mts. (Magura nappe and Pieniny Klippen Belt, Poland)**

[1]Inst. of Geological Sciences, Jagiellonian Univ., Cracow, Poland; [2]Inst. of Geology, Warsaw Univ., Poland

The Pieniny Klippen Belt (PKB) represents the suture zone separating the Central Carpathians from the Outer Carpathians. In Poland the PKB runs a length of ca 60 km, and has a maximum width of up to 5–6 km, reaching its highest point between the villages of Czorsztyn and Krościenko. The PKB is composed of Jurassic and Cretaceous strata, separated from the north and south by flysch deposits of the Magura nappe and the Central Carpathian Paleogene Basin. Both boundaries are tectonic and represented by Neogene sub-vertical faults. According to Birkenmajer (1977 and bibliography therein) the PKB sedimentary sequences in Poland can be divided into five successions (Pieniny, Branisko, Niedzica, Czertezik and Czorsztyn), which during the orogenic movements transformed into more or less individual tectonic units. An alternative viewpoint was proposed by Książkiewicz (1977), who distinguished two nappes: the lower – Czorsztyn nappe (Czorsztyn, Czertezik and Niedzica successions) and the upper – Pieniny nappe (Branisko and Pieniny successions), folded together. In 1986 Birkenmajer proposed a multi-stage tectonic model of the evolution of the PKB. According to this model the Laramian accretionary wedge (Grajcarek Unit) at the front of the Pieniny fold-arc was formed from the Jurassic--Maastrichtian succession of the southern part of the Magura Basin. During the Paleocene the Grajcarek Unit was back thrust over the PKB tectonic units and then subsided and filled with Magura autochtonous Paleocene – Eocene flysch. These deposits are well preserved inside the PKB in the Małe Pieniny Mts. and located east of the Dunajec river. The concept of back thrusting of the Grajcarek Unit over PKB was questioned by Golonka and Rączkowski (1984) as well as Jurewicz (1997, 2006). According to these opinions the Grajcarek Unit inside the PKB, appears in the tectonic windows. In the Małe Pieniny Mts. at the front of the PKB there is a wide zone of strongly folded Magura nappe deposits, flatly overthrust by the Czorsztyn-Niedzica nappe. Inside the PKB, between the Czorsztyn-Niedzica and Branisko-Pieniny nappes, appears a wide zone (up to 1 km) known as the "autochthonous Magura Paleogene". Its development reveals lithological features which are common to the Jarmuta-Proč and Magura formations. According to our preliminary data, the age of these deposits is not older than Middle Eocene. Recently we have also studied the structural relationship of the "autochthonous Magura Paleogene" to the Czorsztyn-Niedzica and Branisko-Pieniny nappes. In all studied sections between the Polish/Slovakian state border in the east and the Krupianka stream in the west, the folded thick-bedded Magura type sandstones with intercalations of Jarmuta-Proč conglomerates emerge under the Czorsztyn-Niedzica and the Branisko-Pieniny nappes. In the contact zone between the PKB nappes and these deposits there are small fragments of Cretaceous "black flysch" and red shales typical for the Grajcarek thrust sheets edged at the front of PKB. According to our observations the "autochtonous Magura Paleogene" in the Małe Pieniny Mts. occurs in the tectonic windows, beneath the PKB nappes. We can also state that the contact zone between PKB and Magura nappe in the Małe Pieniny Mts. is different to other parts of PKB, and a high angle frontal fault is replaced by the flat thrust. Its origin may be explained by the probably Eocene gravitational sliding. During the Miocene compression, connected with nappe and thrust processes within the Outer Carpathians, the southernmost part of the Magura nappe was refolded together with olistoliths and partly thrust southward along the high-angle dipping faults. Taking into account this opinion, the boundary between PKB structure and Magura nappe (with megaolistoliths of klippen units) should be located south of the tectonic windows, along the northern slopes of Wysoka Mt. and Watrisko Mt.

Acknowledgement. This paper was financed by the Polish Ministry of Sciences and High Education (Grant 1997/PO1/2006).

N. OSZCZYPKO and P. WÓJCIK-TABOL: **Comparison of the ?Cretaceous "black shales" and CORB in the Grajcarek thrust-sheets basing on geochemical features (Magura nappe, Poland)**

Instit. Geol. Sciences, Jagiellonian Univ., Oleandry St., 2a, 30-063 Kraków, Poland

In Poland there are still controversy on the age of the "black flysch" deposits: Aalenian-Bajocian (see Birkenmajer, 1977; Birkenmajer et al., 2008) or Albian-Cenomanian (see Sikora, 1960; Książkiewicz, 1977; Oszczypko et al., 2004 and bibliography therein). These deposits occur in the contact zone of the Magura nappe and the Pieniny Klippen Belt (Grajcarek thrust-sheets). Recently in the Sztolnia and Krupianka creeks the following formations have been sampled: Szlachtowa and Opaleniec fms., green radiolarian shales with pyrite framboids (Cenomanian) and red shales of the Malinowa Formation (Cenomanian-Turonian). The aim of our studies was to establish geochemical relationship between these deposits. We report measured concentration values of major oxide and trace elements in studied samples by an inductively coupled plasma mass spectrometer (ICP--MS). The results show variation in major and trace elements with respect to the post-Archean Australian Shale (PAAS) – typical terrigenous deposit supplied from upper continental crust. The most samples show major oxide contents (Al_2O_3, K_2O, TiO_2, P_2O_5) comparable to these of PAAS. However, the samples are enriched of CaO. The samples of Szlachtowa and Opaleniec fms. are characterized as mixtures of terrigenous--detrital matter with varying amount of calcium carbonate. The negative correlation between Al_2O_3 and SiO_2 may be explained by the predominance of biogenic silica, diluted by terrigenous particles. The high content of silica may indicate relative increase in productivity. In this case, silica content correlates with biophile elements absorbed by planktonic organisms in surface water. A good correlation between SiO_2, Al_2O_3, K_2O and TiO_2, and correlation with the minor elements Zr, Rb and Nb in the sections depend on the detrital provenance of the Opaleniec and Szlachtowa fms. The constant, low ratio of Ti/Al indicates the negligible eolian input thus the fluvial input

was dominating during deposition of studied deposits. The Al-normalized concentrations of redox-sensitive elements are relatively low. Their distribution depends on organic matter content irregularly; it correlates rather with increasing values of S within the Opaleniec Fm. and radiolarians shales, and presence of H_2S in pore water during deposition and/or during diagenesis of the Opaleniec Fm. and Cenomanian green shales. The black shale samples (Szlachtowa Fm.) are poorer in trace-elements (Mo, V, Ni, Zn, Pb, Cd, Ag, Se). The concentration mechanism might have been limited by reduced amount of terrestrial organic matter or efficient scavenging of dissolved sulphide by Fe. Good correlation of Se/Al with Mo/Al and S/Al likewise shows the fixation of Se in sediments under reducing conditions as metal-selenides. The high values of V/V + Ni ratio along studied section suggest an anoxic condition during deposition that corresponds with relatively low ratio of Mn/Al. The bulk of samples contain negligible amounts of terrigenous, fluvial-derivation material. The deposition took place under oxygen deficiency condition. Organic carbon-rich sediments were formed due to abundant organic supply. The trace-element distribution characterizes the hemipelagic regime of deposition of the Opaleniec Fm. and Cenomanian radiolarian shales that developed during increasing sea-level. Enrichment in redox-sensitive elements match was probably due to scavenging by H_2S-rich pore fluids. It suggests that spotty shales of the Opaleniec Fm. and the Cenomanian radiolarian shales were formed under very similar sedimentary conditions.

Acknowledgement. This paper was financed by the Polish Ministry of Sciences and High Education (Grants 1997/PO1/2006 and 2P04D 080 29).

I. PEŠKOVÁ and J. HÓK: **The double-vergent structures of the western part of the Pieniny Klippen Belt**

Dpt. of Geology and Paleontology, Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Mlynská dolina G 1, 842 15 Bratislava, Slovakia

The Pieniny Klippen Belt (PKB) belongs among the most complicated structures in the Western Carpathians. The PKB represents the contact zone between the Outer Western Carpathians (OWC) and the Central Western Carpathians (CWC). According to occurrences of the different lithostratigraphic units and the different inner structures is the PKB divided into specific segments. The fan-like tectonic architecture is conspicuous feature of the western part of the PKB. The rock sequences of the OWC as well as the CWC are integrated in the double-vergent structures. The different tectonic arrangement of this structure has been observed. The rocks sequences of the PKB and adjacent portion of the OWC are thrust to the south. The elements of the CWC are strogly affected by the south vergent tectonics. The axis of the opposite – north vergent displacement is situated in the OWC tectonic unit in the northernmost part of investigated area. The latter situation is in the southwest. The rocks sequences of the PKB and the OWC are thrust to the north–northwest while the CWC units are thrust to the south–southeast. The axis of the double-vergent structure is situated in the CWC units. The different tectonic architecture of the fan-like structures depends on the ratios of the vertical and lateral escape during the collision. The ratio of the vertical and lateral escape is determined by angle of the rigid indentor inclination.

Acknowledgement. The authors would like to thank the VEGA Grant No. 1/4044/07 "Tectonic interpretation of the contact zone between the Inner and Outer Western Carpathians". This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contract APVV-0465-06.

D. PIVKO and N. HUDÁČKOVÁ: **Sarmatian biomicritic limestone with ooids from unknown locality used in building of Medieval St. Emmeram Church of Nitra**

Dpt. of Geology and Paleontology, Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ. Mlynská dolina G, Bratislava, Slovakia

The most of stone building blocks on faces of Romanic St. Emmeram Church of Nitra is cut from Sarmatian limestone. The blocks in secondary position probably come from the first stone church in our territory of the 9th century that was built by Pribina prince (Pivko, 2007).

The stone blocks are from whitish porous biomicritic limestone. It is the most often homogenous, medium-grained (to coarse-grained) limestone with grains about 0.3–0.5 mm, rarely it is evidently oomicritic, sometimes fine-grained biomicrite. Micrites are locally washed. Many shells are dissolved. Locally there are large fossils diffused in finer matrix or as very coarse layer with gastropods and bivalve molds, worm tubes and algaes. In one stone block the lumachelle with probably carbonate clasts up to 4 cm also bored are present.

In thin section the limestones are strongly porous micrites (packstones to wackestones) with forams (miliolids, elphidias, nubecularians), ostracods, less coralline algae and worm tubes. Ooids are mostly imperfectly developed and irregular with small amount of laminas. Some of them are probably microoncoids. The cavities (e.g. after molluscs) are covered by tiny calcite crystals. Clastic addition (quartz) is rare. Larger amount of lithoclasts is of coarse type with monocrystalline and polycrystalline quartz from metamorphic (igneous) rocks and dolomite(?). Limestone was formed in normal or hypersaline environment (Piller and Harzhauser, 2005) in calm under surf zone.

Foraminifers found in thin section and in the wash residuas also show terminal Lower Sarmatian up to Middle Sarmatian age. Lower Sarmatian index foraminifers as *Elphidium reginum* (Orb.) are missing. Lower to Middle Sarmatian genera are present: *Articulina sarmatica* (Karrer), *Articulina problema* Bogdanowicz, *Varidentella reussii* (Bogdanowicz), *Elphidium* div. sp. The most common species

is *Pseudotriloculina consobrina* (Orb.). According to previous works (Zapletalová and Brzobohatý, 1964–1972) mentioned association is ranked to informal "zone of small miliolids". In contrary to Piller and Harzhauser (2005), similar association of foraminifers was assumed as mesohaline and polyhaline waters organic-carbon-rich substrate dwellers (e.g. Lidz and Rose, 1989; Eichler et al., 2007).

Similar limestones were found in boreholes or small outcrops in the Kozmálovce Hills. The more distant localities of related limestone are situated in Hainburg Hills (Wolfsthal), Leitha Hills (Breitenbrunn), Malé Karpaty Mts. (Bratislava, Rohožník, Prievaly), Biele Karpaty Mts. (Holíč) and vicinity of Budapest (Mišík, 1997; Schafarzik, 1904).

Acknowledgement. Thanks for grant APVV 0280-07.

D. PLAŠIENKA: **Structure of the Pieniny Klippen Belt in eastern Slovakia and the role of synorogenic tectonosedimentary breccias**

Dpt. of Geology and Paleontology, Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Mlynská dolina G, Bratislava, Slovakia; plasienka@fns.uniba.sk

Thrusting-related, mass-flow sediments carrying coarse-grained, terrigenous material from offshore or slope environments to frontal basins may provide important constraints to the age determination and to the character of shortening structures developed in the source areas. The Western Carpathians and the Pieniny Klippen Belt in particular offer numerous examples of synorogenic sedimentation. However, in many cases their exact age and position in tectonic evolution remain poorly understood, in spite of a long-termed research and lots of data (e.g. the Cretaceous "exotic" conglomerates in the Klape and Kysuca units). We present some new data about such sediments occurring in the Pieniny sector of the Klippen Belt in eastern Slovakia, which are known as the Gregorianka Breccia (Nemčok et al., 1989). Their role as a paleotectonic indicator has been probably overestimated by the same author (Nemčok, 1980), but overlooked by others.

Though the Gregorianka breccias are seldom well outcropped, their structural and stratigraphic position seems to indicate in a good way the age and emplacement mechanisms of related thrust structures. At the classic locality Gregorianka near the Jarabina village, breccias of probably latest Cretaceous to earliest Paleogene age terminate the stratigraphic succession of the underlying Czorsztyn unit and are directly overlain by a sheet-like thrust body of Jurassic to Cretaceous rocks of the Pieniny nappe. Here the breccias are exclusively composed of clastic material derived from the overriding thrust sheet (predominantly limestones and cherts of the Pieniny Fm.).

In a somewhat more external position in the Klippen Belt (Litmanová, Hajtovka, Kyjov, Kamenica, Miľpoš), the tectonosedimentary breccias are of most probably Paleocene to Lower Eocene age and are inserted within the more-or-less continuous Cretaceous–Paleogene stratigraphic succession dominated by deep-marine clastic sediments (flysch to "wildflysch" of the Jarmuta and Proč fms.). These breccias only contain material from the Czorsztyn and/or Niedzica units (Skrzypne shales, Smolegowa, Krupianka and Dursztyn limestones, Czajakowa radiolarites). Breccias were deposited by debris falls or flows to high-density turbidity currents and contain numerous, variously-sized slide blocks (olistoliths) of the same rocks. It seems that in this area numerous Czorsztyn or Niedzica "klippens" represent in fact olistoliths. We therefore favour the model of Jurewicz (1997) and consider the Gregorianka or Jarmuta breccias in this position to be olistostromes deposited in front and in response of thrusting or gravity sliding of Czorsztyn-type units approaching the marginal parts of the Magura Basin. Their exact stratigraphic age determination (the work in progress) could then narrowly constrain the time of thrusting events in the Klippen Belt.

Acknowledgement. This work has benefited from the financial support provided by the Slovak Research and Development Agency (project APVV-0465-06 "Tectogen"), which is gratefully acknowledged.

M. PUTIŠ[1], W. FRANK[2], P. SIMAN[2], M. SULÁK[1] and A. BIROŇ[2]: ^{40}**Ar/**^{39}**Ar ages of the K-white mica across the central Western Carpathians Cretaceous–Eocene orogenic wedge**

[1]Comenius Univ. Bratislava, Fac. of Natural Sciences, Dpt. of Mineralogy and Petrology, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovakia, putis@fns.uniba.sk; [2]Slovak Academy of Sciences, Geological Inst., Central European Ar-Ar Lab, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava, Slovakia

The central Western Carpathians are subdivided into the Infratatric, Tatric, North-Veporic, South-Veporic and Gemeric tectonic units by distinct shear zones. The K-white mica (K-Wmca) of lower- to medium temperature/medium-(less lower) pressure blastomylonitic rocks was separated from different microstructural and grain-size domains to distinguish the age of D-stages represented by the different Wmca generations. The samples, containing more or less one Wmca generation of a D-stage were preferably dated by the ^{40}Ar/^{39}Ar method.

The Infratatric unit in the Považský Inovec Mts. (Putiš et al., 2006, 2008) shows the following Ar/Ar plateau ages in basement micaschist-gneisses: 138.0 ± 3.1 (5–10 μm Wmca fraction, the Inovec nappe), and/or anchimetamorphosed cover rocks: 101.2 ± 2.9 Ma, 83.4 ± 2.2 Ma (5–10 μm fraction, Permian sandy shale, the Inovec nappe); 114.0 ± 2.4 Ma and 106.2 ± 3.7 Ma (5–10 μm fraction, Lower Cretaceous shale, the Belice nappe).

The ages of 107.7 ± 1.3 Ma (2–3 mm fraction) and/or 48.3 ± 2.2 Ma (5–10 μm fraction) were found from the ultra-blastomylonitized granites at the base of the Tatric Panská Javorina nappe within the Hrádok-Zlatníky shear zone. The blastomylonitized granite at the base of the Tatric Bratislava-Modra nappe within the Prepadlé shear zone in the Malé Karpaty Mts. was dated to 79.7 ± 3.3 Ma (5–10 μm fraction). The blastomylonitized gneiss at the base of the Tatric nappe in the Malá Fatra Mts. was dated to 74.2 ± 2.7 Ma (5–10 μm fraction).

The North-Veporic unit blastomylonites (phyllonites) in the Nízke Tatry and Vepor Mts. show these plateau ages: 124.2 ± 3.6 Ma (0.2–0.3 mm fraction), 93.2 ± 1.5 Ma, 91.9 ± 2.3 Ma (5–10 μm fraction), however 84.6 ± 1.7 Ma, 84.3 ± 3.0 Ma close to Pohorelá sinistral thrust-fault. The youngest ages of 80 ± 1.0 Ma and 78.4 ± 2.7 Ma were found from the Razdiel part of the Tribeč Mts. or the frontal part of the North-Veporic unit. Remnants of a coarse-grained Wmca in the Infratatric, Tatric and North-Veporic units range in 313–295 Ma, rarely around 260 or 230 Ma.

The South-Veporic rocks in the hanging wall of the Pohorelá thrust-fault were dated to 87.7 ± 0.2 Ma (Permian metarhyolite); 85.0 ± 1.7 and 86.7 ± 1.5 (Lower Triassic metaquartzite). The South-Veporic rocks from the footwall of the Gemeric nappe were dated to 99.3 ± 3.5 Ma (Permian metaarkose), 90.1 ± 0.9 Ma (0.2–0.3 mm fraction) and/or 86.1 ± 3.7 Ma (5–10 μm fraction; Lower Triassic metaquartzite).

The hanging wall Upper Carboniferous dark shales of the Gemeric nappe in the Lubeník sinistral thrust fault were dated to 83.7 ± 2.0 Ma.

The ages indicate formation of a collision wedge in time interval of ca. 140–90 Ma in the Veporic unit, due to a NW-vergent nappe thrusting and synmetamorphic thickening of a collision wedge. Similar ages from the Veporic unit, published by Dallmeyer et al. (1993, 1996), Kráľ et al. (1996), Kováčik et al. (1997) or Plašienka et al. (1999) are interpretable as formation of footwall-propagation thrust-faults in a collisional orogenic belt. The ENE–WSW trending sinistral transpression, combined with a top-to-ESE extension collapse (Putiš, 1991, 1994) occurred at 90–84 Ma. New data indicate that collision in the frontal part of the North-Veporic unit as well as the Tatric and Infratatric units continued to about 75 Ma. Lateral extrusion of the Tatric unit toward NE occurred in Lower Eocene, at ca. 48 Ma – a reactivation age of the Hrádok-Zlatníky thrust-fault (107.7 ± 1.3 Ma), following the formation of a frontal Infratatric wedge.

D. REHÁKOVÁ[1], E. HALÁSOVÁ[1] and A. LUKENEDER[2]:

The J/K boundary strata at the Nutzhof section (Gresten Klippen Belt, Lower Austria): Integrated stratigraphy

[1]Dpt. of Geology and Paleontology, Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Mlynská dolina 1, 842 15 Bratislava, Slovakia, rehakova@fns.uniba.sk; [2]Natural History Museum, Geological-Paleontological Department, Burgring 7, A-1010 Vienna Austria

The authors discuss the results of an integrated study of three microplankton groups (calpionellids, calcareous dinoflagellates and nannofossils) and macrofauna (ammonites, belemnites and aptychi) in the Nutzhof section. The stratigraphic investigation of the microfauna revealed that Nutzhof comprises a sedimentary sequence of Early Tithonian to Middle Berriasian age. Based on the distribution of the stratigraphically important planktonic organisms, several coeval calpionellid, dinocyst and nannofossil bioevents were recorded along the Jurassic-Cretaceous boundary beds. The Nutzhof section is situated in the Gresten Klippen Belt at Nutzhof (Lower Austria) located in the southern Flysch Zone. It yields a record of pelagic marine sedimentation built of well bedded, light yellowish-brown marly limestone with the thin interbeds of marlstone and marls. The presented data show that the succession of studied pelagic limestone offers the possibility to clearly document the J/K boundary interval in the Austrian Klippenbelt based solely on the good calpionellid, dinoflagellate and nannofossil stratigraphic record.

The biostratigraphic study based on the distribution of calpionellids (Reháková et al., in print) allowed us to distinguish the *Boneti* Subzone of the *Chitinoidella* Zone in the Nutzhof section. The J/K boundary in this section is situated between the *Crassicollaria* and *Calpionella* Zone. This base is defined by the morphological change of *Calpionella alpina* tests. The base of the *Crassicollaria* Zone approximately coincides with the onset of *Tintinnopsella remanei* Borza and the base of the standard *Calpionella* Zone, with the monospecific calpionellid association being dominated by *Calpionella alpina* Lorenz. Two further Subzones (*Ferasini* and *Elliptica*) of the standard *Calpionella* Zone were recognized in radiolarian-calpionellid and calpionellid-radiolarian wackestones in the overlying topmost part of the investigated sequence.

Calcareous nannofossils from the Nutzhof section (Reháková et al., in print) belong to poorly diversified, because of the lithology. Nevertheless, the appearance of several important genera was determined, allowing the studied deposits to be attributed to the Lower, Middle and Upper Tithonian, the approximation of the Tithonian-Berriasian boundary, and the definition of the Lower Berriasian nannofossil zones. The results show the major role of the coccoliths of the family Watznaueriaceae and nannoliths of the genera *Conusphaera*, *Nannoconus* and *Polycostella* in the assemblage composition. The interval between the FAD of *Nannoconus wintereri* co-occurring with small nannoconids (the uppermost Tithonian) and the FAD of *Nannoconus kamptneri minor* (lowermost Berriasian; 143.92 Ma after Hardenbol et al., 1998) is interpreted as the Tithonian-Berriasian boundary interval. The nannoconid dominance (*"Nannoconus world"*, Tremolada et al., 2006) starts, also in Nutzhof profile, in the lowermost Berriasian.

The macrofauna is represented especially by ammonoids, belemnoids, aptychi and bivalves (Lukeneder, in print). The whole section yielded about 46 ammonites. The sparse and selective occurrence of the ammonites within the Nutzhof log and the lithological character of the formation made sampling difficult. The stratigraphic investigation of the cephalopods, microfauna and nannofauna revealed that the Nutzhof section comprises Tithonian to Berriasian sediments. The cephalopod fauna consists solely of Mediterranean elements. The ammonite fauna comprises 6 different genera, dominated by the perisphinctid-type. Ammonitina are the most frequent component (60 %; *Subplanites* and *Haploceras*), followed by the Phylloceratina (25 %; *Ptychophylloceras* and *Phylloceras*), and the Lytoceratina (15 %; represented by *Lytoceras* and *Leptotetragonites*). The described descendants of *Subplanites* display the first evidence of these ammonoids within the Gresten Klippen Belt. The cephalopod fauna from the Nutzhof section correlated with micro- and nannofossil data

from the marl-limestone succession, indicating Early Tithonian to Middle Berriasian age (*Hybonoticeras hybonotum* Zone up to the *Subthurmannia occitanica* Zone). According to the correlation of the fossil (Reháková et al., in print; Lukeneder in print) and magnetostratigraphic data (Pruner et al., in print), the entire log of the Nutzhof section embraces a duration of approx. 7 million years (approx. 150–143 Ma).

Acknowledgement. This is the contribution to the projects APVV--0465-06, APVT-51-011305, APVV-0280-07, APVV-0248-07 and to the IGCP UNESCO Project No. 506.

P. RUCIŃSKI and M. CIESZKOWSKI: **Geology of the Piotrus Mt. massif in the Dukla nappe, Outer Carpathians, Poland**

Jagiellonian Univ., Inst. of Geological Sciences, Oleandry St. 2a, 30-063 Kraków, Poland; piotr.rucinski@uj.edu.pl

Geology of the Dukla nappe between Zawadka Rymanowska and Tylawa (Polish sector of the Outer Carpathians, south from Dukla) has been investigated by detail mapping as well as tectonic, stratigraphic and sedimentological methods. Field mapping and teledetection methods were taken in order to construct detail geological map (1 : 10 000). Investigated area joins from the east to the Jaśliska Sheet of the Detail Geological Map of Poland 1 : 50 000 (Cieszkowski et al., 1990; Ślączka et al., 1991).

The Outer Carpathians belt consists of several nappes, which were sheared off from its basement and rested in front of the Pieniny Klippen Belt (Książkiewicz, 1977). The nappes were mutually overthrust and also completely thrust over Miocene molasse deposits of the Carpathian Foredeep. The sequence of nappes from the innermost zone (contact with the Pieniny Klippen Belt) is the following: the Magura nappe, the Fore-Magura group of nappes (Fore-Magura Zone), the Silesian nappe, the Subsilesian nappe and the Skole nappe – outermost one.

The most interesting and most important part of the Fore--Magura group of nappes is the Dukla nappe (Ślączka, 1971). This unit crops out on surface in a belt extending from Nowy Żmigród, through north-eastern Slovakia to Bilyj Czeremosz river in Ukraine. During formation of imbrication structure of the Carpathians the Dukla nappe was partially differentiated. Now it can be divided into smaller tectonic subunits. The largest parts of the Polish Dukla nappe are southern (inner) and northern (outer) tectonic subunits (Ślączka, 1971; Ślączka et al., 1991). These units consist of several folds and thrust-sheets which are separated by thrusts and also normal, strike-slip and transverse faults.

The Piotrus Mt. (728 m a. s. l.) is the highest and one of the most sceneric mounts of the Beskid Dukielski Range, which is an eastern part of the Beskid Niski Mountains (Klimaszewski, 1978). It is a crescent shaped massif, covered by wood, with highly distinctive morphology, extending meridian-like from north (Zawadka Rymanowska) to the south (Tylawa surroundings). The mount is limited by the valley of the Biały creek and passes northwards into Wołowy Mt. (521 m a. s. l.). From the south Piotrus is cut by sceneric gorge of the Jasiołka river valley and passes southwards into Ostra Mt. (692 m a. s. l.). The Piotrus Mt. and its surrounding valleys emphasize mutual relationship between geology and river system. On the hill-sides of Piotrus the radial river system is observable (Zuchiewicz, 1987). Double questa on the eastern hill-side of the Piotrus is a result of unequal erosion rate, lower is shaped on the Przybyszów Sandstones and upper one on the Mszanka Sandstones. Remarkable rock walls and crests on top of the Piotrus Mt. are formed by thick-bedded sandstones and conglomerates of the Mszanka Sandstones. Three small caverns ("Studnia", "Jaskinia Wodna" and "Szczelina") have been discovered over last ten years on eastern (Mszanka Sandstones) and western slopes (Cergowa Sandstones) of the Piotrus Mt. There are two holy wells springs on its western slopes: "Murowana Studnia" and "Święta Studnia".

Geological location and development of the Dukla nappe in the Piotrus surroundings is very interesting and complex. Investigated area is situated in the western most part of the southern (internal) subunit of the Dukla nappe. The sedimentary succession of the Dukla Series is represented here by the Upper Cretaceous–Paleogene flysch deposits. The Łupków and the Cisna Beds, Upper Cretaceous–Paleocene in age, typical for this unit, do not occur in Piotrus Fold, but are replaced by the Inoceramian Beds (Ropianka Fm.). Eocene is represented here by thin-bedded shale--sandstone flysch of the Hieroglyphic Beds with the thick--bedded Przybyszów Sandstones and horizons of variegated shales, by the Green Shales and Globigerina Marls. Oligocene Menilite Beds consists of several lithostratigraphic divisions with distinguished members: the Mszanka Sandstones, the Jawornik Marls, the Cergowa Sandstones or Cergowa Shales with Tylawa Limestones horizons, Menilite cherts and brown bituminous shales. Up the section the Menilite Beds passes to the Krosno Beds.

The Piotrus Mt. is generally structured by Oligocene flysch deposits of the Piotrus fold, which belongs to the inner subunit of the Dukla nappe. Main axis of the Piotrus fold is oriented NNW–SSE, even occasionally N–S in the northern and central part, but on the south (Ostra Mt. area) it forms characteristic synclinal bend. With reference to the main Outer Carpathian fold structure orientation (E–W or WSW–ENE on the west, and NNW–SSE or NW–SE on the east) investigated part of the Dukla nappe forms some kind of sigmoidal curve structure. The Piotrus fold forms irregular syncline. Its western flank is almost entirely reduced and forming the Oligocene deposits contact tectonically to the Eocene Hieroglyphic Beds of the Tylawa Fold. Eastern flank is represented here by older deposits of the Inoceramian and Hieroglyphic beds forming several secondary sheets overthrusted each other and also thrusted westwards over outer subunit. Along Jasiołka river valley extends large parallel-like dislocation with highly distinctive tectonized zone called Jasiołka fault (cf. Cieszkowski et al., 1990; Ślączka, 1970; Ślączka et al., 1991). This dislocation deforms and rotates westwards the southern part of the Piotrus fold. In Tylawa region it passes into a thrust

zone separating this unit from Tylawa fold. On the south the Piotrus fold is separated from Czerenin–Kanasiówka–Tokarnia fold by a large dislocation of the Zyndranowa Fault that extends NE–SW.

Northwards the Piotrus fold passes into the Kamionka fold. This structure is developed as a reversed half-syncline and separated from outer subunit by thrust zone on the north. The Kamionka fold sequence is similar to the Piotrus fold sequence being represented by the following divisions: the Eocene Hieroglyphic Beds, Green Shales and Globigerina Marls; the Oligocene Menilite Beds divided to several following members: the Mszanka Sandstones, the Jawornik Marls, the Cherts and the Cergowa Sandstones. Deposits that form this fold are highly tectonically deformed. The innermost part of the Kamionka fold is cut by thrust fault and there normally lying beds are thrust over reverse beds. Tectonics of the Kamionka fold is varied by subordinate normal, strike-slip and transverse fault.

Acknowledgement. This research has been financially supported by Ministry of Science and Higher education grant No. NN307 24 97 33, as well as Jagiellonian University DS and BW projects.

A. RUMAN and N. HUDÁČKOVÁ: **Miocene chitons (Mollusca: Polyplacophora) from the Slovak part of the Vienna basin (Central Paratethys)**

Dpt. of Geology and Paleontology, Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovakia

On the basis of 5.137 disarticulated shell plates of chitons, collected during 1999–2005, knowledge about Middle Miocene chitons from the Vienna basin (Central Paratethys) area has been summarized. Research was focused on the Slovak part of the basin – particularly on the localities Devínska Nová Ves – loam pit, Devínska Nová Ves – Útočnica, Rohožník – loam pit and borehole Kúty 45. Studied specimens, belonging to 13 species of the families Leptochitonidae, Hanleyidae, Ischnochitonidae, Callochitonidae, Chitonidae and Acanthochitonidae, are described. The most common in the collected material were *Leptochiton sulci* (20 %), *Chiton corallinus* (19 %) and *Callochiton laevis* (11 %). Other species represents no more than 10 % each in studied assemblages. Taking into account the morphological characteristics of the intermediate valves a group of few specimens previously determined as *Acanthochitona faluniensis* has been studied and described separately and will be classified as a new species.

The sediment origin interpretations were provided in the studying areas. Sediments containing chitons valves were formed by turbidity currents, or by destroying the bioherm bodies, therefore studied assemblages are completely allochthonous from the paleoecological point of view, but not stratigraphical. Paleoecological environment of the source areas was interpreted as well.

According to the similarity index (Sorensen Index) between assemblages from the Lower Badenian and Upper Badenian localities Korytnica, Lychów and Niskowa from the Polish part of Central Paratethys there was found out that assemblages stem from our localities are more similar to Lower Badenian Korytnica´s assemblages than to Upper Badenian Lychów and Niskowa.

Acknowledgement. This study was subsidized by the grant APVV--0280-07. Authors address their thanks to Nafta, a.s. for offering the material for their investigation.

T. SEGIT: **Phosphatic shales in the Aalenian of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians): New data from Poland and Slovakia**

Fac. of Geology, Univ. of Warsaw, Poland

The Middle Jurassic crinoidal limestones of the Smolegowa Limestone Fm. and the Flaki Limestone Fm., especially their basal parts, often contain black phosphatic nodules. This feature was described from several sites in the central section of the Pieniny Klippen Belt (PKB) by Krobicki and Wierzbowski (2004, Vol. Juras. II). In the stratigraphically underlying, dark clayey deposits only few phosphatic nodules have been found so far, e.g. in the Biała Woda section at Jaworki village. Highly bioturbated rocks exposed here have been attributed to the Skrzypny Shale Fm. and ascribed to the Lower Bajocian by Tyszka (1994, Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sci., 47, 1). Newly acquired data do not confirm this stratigraphical assessment – there were found some imprints of coarse-ribbed ammonites of Graphoceratidae and dinocysts belonging to the species: *Nannoceratopsis gracilis*, *N. dictyambonis*, *N. triceras*, *Kallosphaeridium praussi* and *Phallocysta elongata*, which have first appearance in the Aalenian or even earlier. Already done research works at Zaskale near Szaflary yielded new data on the Skrzypny Shale Fm. depositional history – there has been recognized the Aalenian phosphatic black shale for the first time in the PKB. Previously unknown type of phosphatic nodule-bearing deposits overlying Skrzypny Shale Fm. was also discovered in the quarry near Kamienka village (Stará Ľubovňa District, Slovakia). These findings shed a new light onto the final period of a clayey sediment deposition in the Pieniny Klippen Basin, coeval with an initial stage of the Czorsztyn Ridge elevation.

The temporarily exposed rocks of the Krempachy Marl Fm. and Skrzypne Shale Fm. at Zaskale yielded, for more then a century ago, uppermost Toarcian, Aalenian and supposedly earliest Bajocian ammonites (Birkenmajer, 1963; Stud. Geol. Pol., 9). Quite recently the ammonites indicative of the Upper Aalenian (e.g. *Graphoceras concavum*) have been found in a tectonic scale of black shale comprising numerous, usually small, brown-grey, phosphatic concretions. Dinocyst assemblage recovered from these strata is largely dominated by Nannoceratopsis gracilis, but also other taxa, e.g. *Phallocysta elongata*, *N. dictyambonis*, *N. evae*, *Scriniocassis priscus* and *Mancodinium semitabulatum* do occur; they are common in the Aalenian deposits of Europe and were previously noted from other localities of the

Skrzypny Shale Fm. (Segit, 2005; unpub. Msc thesis, Univ. Warsaw). Anyhow, the results of the studies do not prove the Bajocian age of the Skrzypny Shale Fm., even its upper, phosphatized part.

The Jurassic strata mostly resembling those of the Czertezik/Niedzica successions occur in an abandoned quarry on the east slope of the Riečka stream valley near Kamienka and Litmanová villages. The oldest exposed beds are black shales with siderite concretions yielding ammonites *Brasilia* sp. indicative of the Middle Aalenian Bradfordensis Zone. Upward in the section the siderite concretions disappear, black shales pass into the massive, black mudstones. Above them the harder dark grey-greenish siltstones finally passing to a hard, intensive green siltstones and shales occur. Black phosphate nodules scattered through the grey-greenish beds become very frequent in the green ones. From the black mudstones *Graphoceras* sp. was collected, there were also identified dinoflagellate cysts: *Nannoceratopsis gracilis*, *N. dictyambonis*, *N. triceras*, *Pareodinia* sp., *M. semitabulatum*, *Phallocysta elongata* and *Dissiliodinium* sp. Green siltstones also yielded fragments of phosphatized casts *Graphoceras* sp. Total thickness of the described Upper Aalenian beds probably does not exceed 3 m; it is hard to set it out precisely because of tectonic disturbances.

Phosphatic deposits from Zaskale and Kamienka probably originated during the fertile period of upwelling in the Pieniny Klippen Basin. Phosphate nodule-bearing muddy sediments must have been the primary source of reworked concretions occurring above the base of crinoidal limestones in the Kamienka quarry and in many other places in the central section of the PKB. The phosphatized ammonite casts found in the limestone belong, however, mainly to the earliest Bajocian genera (Krobicki and Wierzbowski, 2004). The phosphatic event originally distinguished by Krobicki (2002, abstr. VI Int. Symp. Juras. Sys. Palermo) started obviously in the Upper Aalenian Concavum Zone and continued up to the lowermost Bajocian.

V. ŠIMO[1] and P. KLEPSATEL[2]: **Examples of Badenian borings as trace fossils on bivalve shells from Devínska Kobyla, Borský Mikuláš and Rohožník (Slovakia)**

[1]Geological Inst., Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, P. O. BOX 106, 840 05 Bratislava, Slovakia, vladosimo@yahoo.com; [2]Slovak National Museum, Vajanského nábrežie 2, P. O. BOX 13, 810 06, Bratislava, Slovakia

Badenian borings were studied on several shells of *Glycymeris pilosa deshayesi* from Borský Mikuláš on internal mould from Devínska Kobyla and on fragment of shell from Rohožník. Two groups of borings were recognized: endoskeletozoans and episkeletozoans. Endoskeletozoans comprise *Entobia*, *Gastrochaenolites*, *Meandropolydora* and *Oichnus*. Episkeletozoans comprise traces of bryozoa etchings, traces of etching of vermetid gastropods, etchings of serpulid and other unidentified traces. *Gastrochaenolites dijugus* was preserved in two forms: as hollow clavate borings and as natural casts. Natural casts of *G. dijugus* are composed from fine preserved calcite lining. Two cavities of borings contain shells of producer *Gastrochaena* sp. Other natural casts of sponge borings belong to *Entobia* isp. One example of *Oichnus* represents the trace fossil of predation. Only shells which contain *Meandropolydora* were pathological deformed.

P. WÓJCIK-TABOL: **Organic geochemical characterization of black shales from the Szlachtowa Formation (Grajcarek Unit, Pieniny Klippen Belt, Poland)**

Inst. of Geological Sciences, Jagiellonian Univ., Oleandry St., 2a, 30-063 Kraków, Poland

Organic geochemical investigations were carried out on Szlachtowa Formation from two sample sites in the Grajcarek Unit (Pieniny Klippen Belt) to characterize the sedimentary organic matter. These black shales have a variable bulk and molecular geochemical composition reflecting changes in the quantity and quality of the organic matter.

TOC contents between 0.09 and 4.2 wt.% and hydrogen indices between 28 and 112 (mg HC/g TOC) indicate hydrogen-poor organic matter (Type III/II kerogen). Hydrocarbon contents correlated with TOC values qualify these black shale sequences as poor oil-prone source rocks. Tmax values obtained from Rock-Eval pyrolysis (420–448 MC) confirm a mature level of thermal maturation. Organic petrological studies indicate that the kerogen is almost entirely composed of unstructured vitrinite. Vitrinite is hydrogen-poor organic matter, typically derived from woody land plants.

Total lipid analyses shows that the biomarkers mostly comprise long-chain n-alkanes (C25–C30). It can suggest the predominance of terrigenous organic matter. Terrestrial derivation of organic matter finds confirmation in the pristan/n-C17 and phytan/C-18 ratios. The studied organic particles were accumulated under oxic to suboxic conditions. An influence of secondary processes (i.e.: biodegradation) has been not recognized.

Acknowledgement. The research was financed by the Polish Ministry of Sciences and High Education (Grant 2P04D 080 29).

Paleoenvironmental changes of the Carpathian Flysch Sea during the transition from the Peri-Tethyan to Black Sea-type basins

JÁN SOTÁK, Geological Institute, Slovak Academy of Sciences, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica, Slovak Republic; sotak@savbb.sk

Paleoenvironmentálne zmeny v systémoch karpatských flyšových morí pri ich transformácii z peri-tetydných paniev na panvy typu Čierneho mora

The Carpathian Paleogene basins were differentiated in sea-floor topography, bathymetry and water exchange. During the Eocene/Oligocene transition, the differentiation was recorded by the Globigerina Marls, which deposition was controlled by the Calcite Compensation Depth. The CCD declines in the conditions of enhanced productivity, which correspond to a peak of productivity near 33.5 Ma (Diester-Haass and Zahn, 1996), and this caused the CCD drop near the Eocene/Oligocene boundary (Thunell and Corliss, 1986; Tripati et al., 2005). Following the downslope excursion of the CCD, the Globigerina Marls occur suddenly in carbonate-free deep-water sediments of the Carpathian Paleogene basins. Successive cooling resulted in shoaling of the CCD due to a higher saturation of cold bottom-water by CO_2. As a consequence, the seawater became more acid and corrosive to the calcareous components. Above the Globigerina Marls, the carbonate dissolution increased considerably, leading to a non-calcareous deposition of the Menilite Formation.

The Early Oligocene period was a time of widespread anoxia and eutrophication in the Carpathian basins, and this led to sapropelitic and biosiliceous deposition of the Menilite facies. These basins imply a cool-water influence, estuarine-type circulation, eutrophication, dinoglagellate- and diatom-based productivity, high export flux, bottom water anoxia, elevated chemocline, upwelling activity and monsoonal precipitation (Fig. 1). The expansion of the OMZ to surface-water is inferred from the impoverishment of planktonic foraminifera, and in proliferation of euryoxibiont forms in the Carpathian basins. Lower oxygen conditions are expressed by blooms of chiloguembelinids (stress-sensitive opportunists like *Guembelitria*), which dominated during the early Rupelian. Evidence of similar conditions is provided by wetzeliellacean dinoflagellates, diatoms and bacterioplankton.

The Oxygen Minimum Zone (OMZ) revealed the southward weakening of anoxia towards the Kiscellian Sea in the Buda Basin. Considering this, the northern part of the Carpathian Paleogene basins seems to be more isolated, humid, eutrophicated, oxygen depleted and cooled by Boreal waters. On the contrary, the southern part of this basin represents the neritic and nearshore zone of the North Buda Paleogene Basin (Nagymarosy, 1990), influenced by the Tethyan waters. The circulation model of the Paratethyan basins (Dohman, 1991; Schulz et al., 2005) presumed a mixture of the Boreal deep water and the Tethyan surface water. The restricted seaway connection with the Mediterraean Tethys during the Early Oligocene resulted in fresh water overflow in the Paratethyan basins. The high runoff and separation of the Carpathian basins by the intrabasinal highs (e.g. Low Tatra Highland), indicates an estuarine-type circulation with an inflow of warm saline bottom waters and an outflow of fresh surface waters. Here, the Carpathian basins revealed features of Black Sea-type basins similar to other basins in the Paratethyn Sea (Schulz et al., 2005).

Widespread anoxic and eutrophic conditions in the Carpathian Paleogene basins most likely resulted from a high runoff and a positive water balance similar to that in the Black Sea. Dissolved silicate, nitrate, ammonium, manganese may have been supplied from continental sources. Trophic resources could also have increased via upwelling, which preferentially regenerated nutrients from organic matter under anoxic conditions. Both, this runoff and upwelling resulted in eutrophication of surface-waters. Biomass productivity of surface waters in the Paratethyan basins resembles a drifting flora and conditions similar to those in the Sargasso Sea.

During the Early Oligocene, the Paratethyan basins survived the anoxic regime everywhere, including the

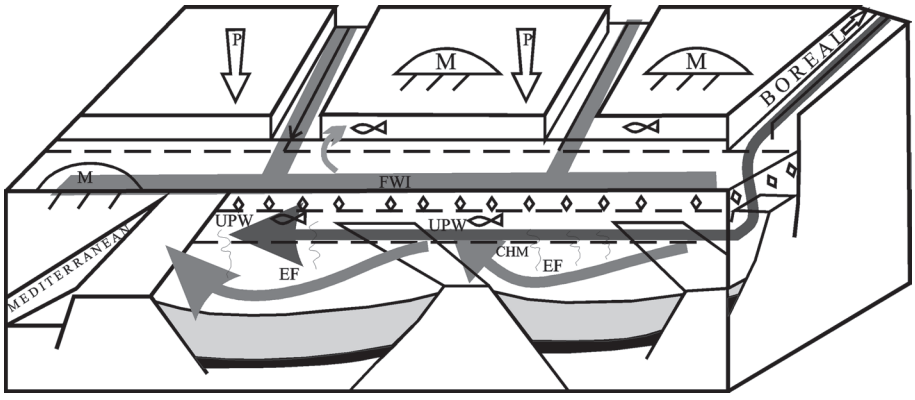


Fig. 1. Synoptic model of the Carpathian Paleogene basins implying the Tethyan – Boreal water exchange or semi-isolation, water column stratification (CHM – chemocline), bottom-water anoxia, surface-water owerflow (FWI – fresh water influx), deep-water circulation (UPW – upwelling), eutrophication (EF), diatom-based productivity, fish fauna, precipitation (P), humidity and monsoonal activity (M), etc.

Hungarian Paleogene Basin (Tard Clays), Slovenian Basin (Socka Beds), Central- and Outer Carpathian basins (Menilite shales) and Austrian foreland basin (Häring Beds), Transylvanian Basin (Ileada Shale), etc. Nevertheless, the central Paratethyan basins were reconnected with the Mediterranean Tethys, and this is indicated by the Lower Oligocene biohermal limestones containing nummulitids in the Slovenian and Hungarian Paleogene Basins (Gornji Grad Beds, Szépevölgy Limestones), but not/or very rarely from the the Central-Carpathian Paleogene Basin. On the other side, the Spiratella-rich fauna of the Hungarian Paleogene Basin (Tard Clay) provide evidence of the cold-water influence of the Boreal Sea. This implies that Tethyan-Boreal communication, most likely via the Mid-Hungarian corridor and Slovenian Strait, which is indicated by the mixed mollusc fauna in the Kiscellian Clay (Báldi, 1984).

The intra-Carpathian system of the Paleogene basins was disturbed during plate-tectonic reorganization of the ALCAPA terranes. The Slovenian and Hungarian Paleogene basins were accommodated more southerly, and later on they have been shifted to their present position (Czontos et al., 1992). The Hungarian and Central-Carpathian Paleogene basins are quite different (epicontinental-type basin vs. marginal basin of the Carpathian Flysch Sea), exhibiting no direct paleogeographical connection between them. The northern limit of the Hungarian Paleogene Basin is inferred in the Šahy antiform, which represents a nearshore zone of the Kiscellian Sea containing sebhka-type facies (Vass, 2003). The Central-Carpathian Paleogene Basin was confined with the Veporic borderland. It is most likely that the Hungarian and Central-Carpathian Paleogene basins came to tectonic juxtaposition due to NE-directed displacement of the Pelso Unit (Nagymarosy, 1990). This unit attained its present position by tectonic and rotational movement since the Late Oligocene to Early Miocene (Vass et al., 1996). This is also the case in the Hungarian and Transylvanian Paleogene basins, which were jointed by large-scale tectonic movement of the ALCAPA and TISIA-DACIA blocks.

References

Báldi, T., 1984: The terminal Eocene and Early Oligocene events in the Hungary and the separation of an anoxic, cold Paratethys. *Eclogae geol. Helv., 77, 1, 27.*

Diester-Haass, L. & Zahn, R., 1996: Eocene-Oligocene transition in the Southern Ocean: History of water mass circulation and biological productivity. *Geology, 24, 2, 163–166.*

Dohmann, L., 1991: Die unteroligozänen Fischschiefer im Molassebecken. PhD thesis, Ludwig-Maximilian-Universität, Munich.

Nagymarosy, A., 1990: Paleogeographical and paleotectonical outlines of some intracarpathian Paleogene basins. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 3, 259–274.*

Schulz, H. M., Bechtel, A. & Sachsenhofer, R. F., 2005: The birth of the Paratethys during the Early Oligocene: From Tethys to an ancient Black Sea analogue? *Global and Planetary Change, 49, 163–176.*

Thunell, R. C. & Corliss, B. H., 1986: Late Eocene-Early Oligocene carbonate sedimentation in the deep sea. *In: Ch. Pomerol & Premoli-Silva (ed.): Terminal Eocene Events. Developments in Paleontol. Stratigr., 9, Elsevier, 363–380.*

Tripati, A., Backman, J., Elderfield, H. & Ferretti, P., 2005: Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes. *Nature, 436, 341–346.*

Vass, D., 2003: The Šahy Antiforms and its role in the tectonics and paleogeography of the Hungarian Paleogene Basin and the Novohrad/Nógrad Basin (Souther Slovakia and Northern Hungary). *Acta geol. hung., 46, 3, 269–289.*

Vass, D., Túnyi, I. & Márton, E., 1996: Young Tertiary rotation of the megaunit Pelso and neighbour units of the Western Carpathians. *Slov. geol. mag., 3–4, 363–367.*

9th International Geological Conference of PhD. Students and Young Scientists

9. medzinárodná geologická konferencia doktorandov a mladých vedeckých pracovníkov

Zawoja – Herľany 2008, 3.–6. 4. 2008

B. Chalupová, E. Szewczyk, J. Bazarnik, J. Majka, J. Kondela, M. Kováčová, M. Gregáňová and **L. Zahradník**

The 9th International Geological Conference of PhD. students and young scientists took place in 3.–6. April 2008, being organized by the AGH University of Science and Technology in Cracow, Geological Club of the Faculty of Natural Sciences of the Comenius University in Bratislava and Faculty BERG of the Technical University in Košice. The meeting was taken under auspices colleagues from the AGH-UST in Cracow and they disposed of conference in hotel Diablak in Zawoja near Żywiec.

Significant interest related to this conference was demonstrated by the high amount of participants (over 100 this years) from universities and institutes in Czech Republic, Poland, Russia, and Slovakia. Almost 80 presentations were given by students and young scientists from various geological specializations during 2 days session. Last day traditionally belonged to the field trip.

Organizers greatly appreciate active participation of all participants and are looking forwards to meet them again during the 10th anniversary of the Conference in Herľany 2009. Special thanks of organizers belong to scientific board of the conference and preferably to Prof. Jacek Matyszkiewicz from AGH-UST in Cracow, Prof. Dušan Plašienka from Faculty of Natural Sciences Comenius University in Bratislava and Prof. Ing. Tibor Sasvári, from BERG Technical University in Košice.

Organizátorom 9. medzinárodnej geologickej konferencie doktorandov a mladých vedeckých pracovníkov, ktorá sa uskutočnila 3.–6. apríla 2008, bola univerzita AGH-UST v Krakove, Geologický klub Prírodovedeckej fakulty v Bratislave a Fakulta BERG Technickej univerzity v Košiciach. Zabezpečiť bezproblémový priebeh konferencie v hoteli Diablak v obci Zawoja pri meste Żywiec v Poľsku bolo v roku 2008 úlohou spoluorganizátorov z krakovskej univerzity AGH-UST.

Rastúci záujem o medzinárodné konferencie doktorandov potvrdil aj vysoký počet účastníkov z univerzít a vedeckých inštitúcií z Českej republiky, Poľska, Ruska a Slovenska (v roku 2008 vyše 100). Prvé dva konferenčné dni bolo 80 prezentácií študentov a mladých vedeckých pracovníkov z rozličných geovedných špecializácií. V záverečný deň tejto akcie sa už tradične konala terénna exkurzia.

Organizátori konferencie vysoko oceňujú veľký záujem o ňu, aktívnu účasť všetkých účastníkov a tešia sa na opätovné stretnutie na 10., výročnom ročníku konferencie, ktorá bude v roku 2009 v Herľanoch. Popri poďakovaní vedeckej rade konferencie organizátori vyjadrujú svoju vďačnosť „zastrešujúcim“ osobnostiam tohto odborného podujatia. Bol to prof. Jacek Matyszkiewicz z univerzity AGH-UST v Krakove, prof. Dušan Plašienka z Prírodovedeckej fakulty Komenského univerzity v Bratislave a prof. Ing. Tibor Sasvári, CSc., z fakulty BERG Technickej univerzity v Košiciach.

J. ADAMCOVÁ[1, 2], I. KOLAŘÍKOVÁ[2] and R. PŘIKRYL[2]:

Alteration processes in bentonite barrier within Mock-Up-CZ experiment

[1, 2]Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic; [2]Fac. of Science, Charles Univ., Prague, Czech Republic

One of the most important geotechnical barriers in high level waste repository is bentonite buffer and one of the key issues is predicting its behaviour under miscellaneous conditions. Their properties are studied in natural analogues as well as in laboratory experiments.

The Mock-Up-CZ experiment performed by the Centre of Experimental Geotechnics (CTU, Czech Republic) simulated vertical placement of a container with radioactive waste. The model consisted of heating canister surrounded by an engineered barrier of bentonite blocks (bentonite-based material), which were enclosed in a cylindrical steel cover and saturated with synthetic granitic water. The buffer material used in the experiment was a mixture of 85 % of ground non-activated Ca/Mg bentonite, 10 % of siliceous sand and 5 % of graphite. The bentonite comes from the Rokle bentonite mine operated in the Czech Republic. The experiment lasted for a period of 3 years and 9 months.

We investigated alteration mineralogical processes in the bentonite material, being necessary for understanding how newly formed phases could influence buffer properties under the conditions of underground repository.

In the bentonite envelope of the container newly formed gypsum with illitic aureole was observed and the clay buffer material was affected by several mineralogical alterations – illitization and beidellitization. However, the percentage of transformations was very low (< 2 %). Newly formed illite therefore had no effect on physico-chemical properties (e.g. cation exchange capacity) of bulk bentonite buffer material (Vinšová et al., 2008; Appl. Clay Sci., in press).

M. BAZARNIK[1], M. ZIMOWSKA[2], K. BAHRANOWSKI[1] and E. SERWICKA[2]: **Synthetic kanemite as base of mesoporous catalysts of FSM type**

[1]Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH-Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland; [2]Inst. of Catalysis and Surface Chemistry, PAS, Cracow, Poland

FSM-16 – highly ordered silica mesoporous materials with hexagonal arrangement of uniform pores (2 to 5 nm) offer new opportunities in the field of adsorption, catalysis and separation of macromolecules. FSM-16 could be prepared from the synthetic mineral – kanemite ($NaHSi_2O_5 \cdot 3H_2O$). It contains single layers of SiO_4 tetrahedra. Sodium ions, hydroxyl groups, and molecules of water appear in the interlayer space. Sodium ions in the interlayer space have ion-exchange ability and can be exchanged for the surfactant cations (hexadecyltrimethylammonium-HDTMA) to give a layered organic-inorganic complex. Subsequent calcination at 550 °C removes the organic component and FSM-16 structure is formed.

We have attempted to incorporate aluminium in siliceous framework of the mesoporous materials to generate catalytical sites. Aluminium was introduced by direct synthesis at the stage of kanemite preparation, or by the post-synthesis treatment by impregnation of purely siliceous FSM-16. The method of alumination and the amount of aluminium influences the acidity, hydrophobic/hydrophilic features and the catalytical properties. The largest number of acidity sites is characteristic for post-synthesis aluminated samples of FSM. The amount of acidity sites increases with increasing amount of incorporated aluminium. The same samples indicate the highest hydrophilic feature. They are performed as the best catalyst in reaction of ethanol to ethylene conversion occurring on acidity sites. Total (i.e. 100 %) conversion of ethanol proceeds on this catalyst at temperature 350 °C by 98 % efficiency of ethylene.

Acknowledgement. This work was supported by the Polish Committee for Scientific Research, within the research project 2 P04D 050 26 (2004–2007). M. Bazarnik is a fellow of the Foundation for Polish Science (START programme in 2008).

J. BAZARNIK[1] and B. BUDZYŃ[2]: **Th-U-total Pb chronology of detrital monazite from the Lublin Formation (the Lublin Coal Basin, Eastern Poland): Preliminary results**

[1]Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH-Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland; [2]Inst. of Geological Sciences, Jagiellonian Univ., Cracow, Poland

Detrital monazite grains from sandstones and mudstones from the Lublin Formation (Westphalian B) were investigated. The sedimentation of these Carboniferous rocks was at the western margin of the East-European Platform.

Chemical compositions of monazite were obtained using the Cameca SX-100 electron microprobe in the State Geological Institute of Dionýz Štur in Bratislava. The following analytical conditions were used: 15 kV accelerating voltage, 130 nA beam current, and a focused beam on polished thin sections coated with carbon. The calculation of monazite ages used method by Konečný et al. (2004) by means of Montel et al. (1996) equation and the Damon computer program (Konečný, personal communication).

Analysed monazite grains have rounded shapes, small size (< 20 μm), and do not reflect zonation in the high contrast BSE imaging. The analytical results provided two age ranges: the first one from 300 to 380 Ma, and the second one from 500 to 580 Ma.

The results falling into the range of 500–580 Ma suggest that detrital material was possibly supplied from the East European Platform (e. g. Winchester et al., 2002). The Variscan monazite age are unexpected. The provenance of such grains remains a matter of discussion that might consider crystalline rocks from the European Variscides as a possible source (cf. Matte, 1986).

Acknowledgement. Patrik Konečný is greatly acknowledged for his help with the electron microprobe analyses. This study was supported by the research project N307 018 31/1348 (to J. B.). B. Budzyń is a fellow of the Foundation for Polish Science (START programme in 2008).

P. BOŻĘCKI and G. RZEPA: **Trace elements in ferruginous acid-mine drainage sediments from the Muskau Arch area (Western Poland)**

Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH-Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland

Łęknica is located within the Muskau Arch – a large glacitectonic structure extending from Klein Kolzig (Barndenburg) to Tuplice (Poland). In this area Neogene lignite deposits were extensively exploited. Abandoned excavations are filled with acidic waters originating from oxidation of pyrite–containing lignite. They are highly mineralized and contain large amounts of dissolved iron and sulphate. As a consequence of ferrous iron oxidation (most probably microbial) and hydrolysis, reddish-brown and orange ochreous sediments precipitate from ponds, stream and spring waters of this area. The main mineral constituents of the precipitates are iron hydroxysulphates (schwertmannite and jarosite), oxyhydroxides (goethite) as well as gypsum. In some cases the presence of ferrihydrite is also apparent.

In this work preliminary results of chemical analyses of the precipitates are presented. They are characterized by rather low concentrations of trace elements. Relatively more abundant are Zn (up to ca. 400 ppm, av. 62.5 ppm), Cu (up to 85 ppm, av. 36 ppm) and Pb (up to 50 ppm, av. 21 ppm).

Other trace element levels rarely exceed dozen or so ppm and their average concentrations are: Cd – 2.4 ppm, Co – 9.5 ppm, Cr – 9.3 ppm, Mn – 17.5 ppm, and Ni – 8.3 ppm. Results of this preliminary study indicate that ferruginous precipitates from the Łęknica region are typical for the acid–mine drainage environments in their mineral composition. The trace elements concentrations, however, are distinctly lower than found in similar areas. It is probably due to rather simple composition of the weathering sulphides.

Acknowledgement. The investigations were supported by the AGH--UST project No. 11.11.140.158.

M. BRČEK and Z. KOMPANÍKOVÁ: **Temperature as a factor of degradation in rock mass**

Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava, Slovakia

This report is specialized for the study of heat flow process and thermo-physical properties in the rock mass. The thermo-mechanical rock behaviour have an important influence on the loosening of the rock mass. The temperature fluctuation makes thermal stresses in the rock mass, which activate different thermal expansion of mineral grains. Basic dates for the review effect of temperature to mechanical behaviour of the rock mass are natural field of the temperature and the thermo-physical properties of the rocks, like coefficient of thermal and temperature conductivity, specific heat and coefficient of linear temperature expansion. This information is necessary for the study of space flow, time flow and the scale of thermal deformation. The temperature expansion and thermal deformation of rocks are not standard tests, so this report presents the equipment – thermodilatometer measuring these parameters. The range of temperature changes for the test samples as well as detection of wet are important factors, having influence on the thermo-mechanical behaviour of rock or rock mass. The report is devoted to ineligible consequences of thermo-mechanical process, which is caused by temperature changes, like factors, which influence it. The research is orientated on the most thermic attacking layer of rock mass, where the main generating volume change, the temperature deformation and the other processes of rock mass disintegration occur.

J. BUČOVÁ, V. MIKUŠ and P. GAŽI: **Deformation structure analysis of the western part of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians)**

Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava, Slovakia

The oldest widely recorded deformation stage in studied area of the Pieniny Klippen Belt (PKB) was the macroscopic folding with SW–NE trending fold axes, generated by NW–SE compression. The continuing NW–SE compression and relative counterclockwise rotation of the Central Western Carpathian block resulted in foundation of a dextral transpression zone along the western sector of the PKB in the Upper Oligocene – Lower Miocene. Rotation of the σ_1 axis of the regional paleostress field to the N–S direction during the Lower to Middle Miocene is ascribed to a rigid counterclockwise rotation of the entire ALCAPA block during the Lower Miocene by some 80° at a stable orientation of the σ_1 axis. N–S compression is expressed mainly by W–E trending reverse faults, both N-vergent (Vršatec area) and S-vergent (Zázrivá). The last, probably Upper Miocene tectonic event is characterized by NE–SW orientation of the σ_1 axis and perpendicularly oriented extension. Older faults were reactivated and new conjugate strike-slips and normal faults originated in a sinistral transtension zone, particularly in the Púchov sector of the PKB and the N–S trending dextral Zázrivá fault zone truncates the PKB in the eastern part of the investigated area.

Acknowledgement. This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contracts Nos. APVV-LPP--0225-06 and APVV-0465-06, and by Comenius University under the contracts Nos. UK/267/2007 and UK/253/2007.

A. CIUREJ and M. DWORNIK: **Image analysis of Oligocene finely laminated limestones from the Polish Outer Carpathians**

Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH--Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland

We applied methods of computer image analysis to investigate the vertical succession of light and dark laminae in two coccolith limestone horizons: Tylawa Limestone (TL) and Jasło Limestone (JL), both marker horizons in the Oligocene in the Carpathians. We attempted to detect periodicity in the series of laminae.

We used macrophotographs of polished sections of the laminated limestones. TL samples were collected in closely spaced outcrops in the Dukla and Silesian unit in the eastern part of the Polish Carpathians. JL samples from G. Haczewski's collection were collected from widely spaced locations in the Silesian unit in the eastern part of the Polish Carpathians.

Computer analysis was done using MATLAB 7.1. Boundaries were picked for each sample. Then vertical profiles of brightness were counted and averaged. Fourier lowpass filtering was used to determine brightness long-period changes.

In both, the TL and JL image analysis the short and long period changes were revealed in the mean brightness level. The short-period changes are related to the alternation of the dark and light lamina, most likely annual. The origin of the long-period changes has not been yet determined.

Acknowledgement. The study was partly supported by University of Science and Technology, AGH, project No. 11.11.140.560 and by Department of Geoinformatics and Applied Computer Science, within framework of the Statutory Research.

A. ČERŇANSKÝ: **New finds of lizards (Reptilia, Sauria) from the Lower Miocene of Central Europe**

Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava, Slovakia

The disarticulated remains of Lower Miocene lizards are described from Czech localities – Dolnice near Cheb and Merkur-North. This is the first record of the family *Gekkonidae* detected in Czech Republic. The first taxon is identical with the material of the species *Euleptes gallica* from the Miocene locality Monttaigu. It brings a new information about distribution of this species, which was known just in France. The second taxon is described as gen. et sp. indet., because their lower jaws have unique features. It could be a new taxon. The work brings also the first record of the rare family Amphisbaenidae from the locality Merkur – the species *Omoiotyphlops gracilis*. This paper also deals with the family Lacertidae, which is very conservative. The exact determination of fragments is shortly impossible. The material has typical marks for the genus Lacerta and therefore the remains are described as *Lacerta* sp. There is the well-preserved huge frontal of adult individual from Dolnice, which was created by grow of the left and right bone together. On the other hand, there is the left frontal bone from juvenile individual in the material and it gives a conception about ontogeny of the frontal of this genus in the Lower Miocene. The big similarity to *Lacertidae* has the family *Cordilydae*. The species *Cordylus bohemicus* is described from the locality Merkur. These finds testify to conjunction of the African and European lizards in Lower Miocene.

D. ČUNDERLÍKOVÁ and J. SCHLÖGL: **Ammonite biostratigraphy of Tunezica formation from Butkov locality, Manín Unit**

Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava, Slovakia

Lower Jurassic sediments of Trlenska and Tunežica, Brtska limestone formations were documented from the Butkov locality. The sections through these formations can be found on the 15th floor of the Butkov quarry. Crinoidal limestones rich in sandy admixture and sponge-crinoidal limestones, with thin intercalations of marly shales are dominant for the lithology of these formations. Marly shales representing the thicker and condensed layers, are rich on fossil macrofauna with mostly ammonite fauna. Two independent fossiliferous layers were observed on the locality. In the studied assemblage, from the first layer, following two biozones were recognized: Bifrons and Variabilis of Middle Toarcian age. The condensed layer was formed by massive numbers of ammonite shells with oolitic matrix and common hardgrounds. Stratigraphic range of the second layer is according to the occurrence of ammonite genus *Podagrosites* sp. the end of Middle Toarcian to Upper Toarcian.

The fossil material consisted mainly from the fossil casts and prints covered with a fine glauconite cover. Ammonite genera *Phylloceras* Suess, *Calliphylloceras* Spath, *Lytoceras* Suess, *Dactylioceras* Hyatt, *Harpoceras* Waagen, *Hildoceras* Hyatt, *Frechiella* Prinz, *Haugia* Buckman and *Podagrosites* Guex were identified. The most dominant taxon was represented by the genera *Hildoceras* encompassing 61 % of the total assemblage. Beside the ammonite fauna, nautilids, bivalves (2 taxa) and gastropodes (3 taxa) were collected. The microfossil content of the observed sediments yielded common shark teeth (*Sphenodus*? sp.), textulariid and lagenid foraminifers. Uniquely a small tooth fragment of probably a sea reptile was found.

The ammonite assemblages of Tunežica Formation belong to the Bifrons, Variabilis and Thouarsense zone of Middle and Upper Toarcian.

D. DIRNEROVÁ, J. JANOČKO and M. PREKOPOVÁ: **Application of sequence stratigraphy to deep--marine sediments: Case study from Dukla Unit**

Fac. of Mining, Ecology, Process Control and Geotechnology, Technical Univ., Košice, Slovakia

Sequence stratigraphy is a useful tool in many scientific studies concerned with identification and classification of depositional environment. Nowadays, the sequence--stratigraphic analysis applies three basic types of data: seismic, gamma ray logs or sedimentary profiles, but the best source of data is the combination of them.

The study area is situated close to water dam Starina in Eastern Slovakia. Our data are in the form of sedimentary profiles and they represent sediments of Cisna, Submenilite and Menilite Formation belonging to Dukla Unit of Outer Western Carpathians. We designated the depositional environment as deep-marine. From structural elements we have identified deep-marine slope, slumps at the base of slope, turbidity lobes and interlobe space on the basin plane.

Sequence stratigraphy is based on relationships between deposits and relative sea-level changes. In the case of deep-marine environment, differences in sediment caused by oscillation of sea-level are not as distinctive as that in shallow-marine, but the sea-level oscillation has influence in this environment too. Decrease in sea-level can temporarily cause a transformation of deep-marine environment to the conditions of shallow-marine environment. In reverse, increase in sea-level can be distinguished by sediments typical for basin plane. In our study we attempt to apply sequence stratigraphy for identification of depositional environments and connect the character of sediments with oscillation of sea-level.

Acknowledgement. The abstract is a part of the VEGA project No. 1/3061/06.

A. DUSZA-DOBEK: **Environmental geochemical mapping of selected parks in Warsaw (Poland)**

Polish Geological Institute, Warsaw, Poland

Detailed, multi-media geochemical mapping has been conducted in Łazienki Park, Ujazdowski Park, Morskie Oko Park and Agrykola Park (center of Warsaw). All parks are playing an important recreational function. Łazienki Park is also one of the oldest nature-historical complexes in the city. Parks localized in a city center are on the strength of multiply anthropogenic pollution (gases and ashes from transport, industrial plants and power plants).

Mapping in the parks area was focussed on topsoils collected from 0.0–0.3 m; subsoils taken from 0.8–1.0 m; sediments from ponds and canals; and surface water. The soils were collected at a sampling density of 100 x 100 m.

Concentration of Al, As, Ba, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, K, Mg, Mn, Na, Ni, P, Pb, S, Sr, Ti and Zn was determined in topsoil, subsoil and sediments following aqua regia digestion. In addition, organic carbon and grain size distribution were determined in topsoil samples; PAHs, PCBs, chloroorganic pesticide were determined in sediments; pH was measured in topsoils, subsoils, and surface water; and conductivity was determined in surface water. Analysed constituents of surface water included Ag, Al, As, B, Ba, Ca, Cd, Cl, Co, Cu, DOC, Fe, K, Li, Mg, Mn, Mo, N, Na, Ni, P, Pb, Rb, Sb, SiO_2, SO_4, Sr, Ti, Tl, U and Zn.

This data set will be used for preparing data bases, statistical analyses, geochemical maps, environmental valorization and interpretation of the research (geochemistry characteristic of soils, surface water and sediments in presented Warsaw parks).

A. FIGUŁA, A. KLESZCZEWSKA, M. MANECKI and T. BAJDA: **Application of modern glass fertilizers for *in situ* immobilization of Pb pollution in acidic soils**

Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH--Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland

Recently introduced, modern synthetic glass fertilizer VitroFosMaK, releases Ca, Mg, K and phosphates slowly to the soil without the risk of eutrophization. It can also raise pH of acidic soils. Phosphate ions released to lead-contaminated soils can immobilize Pb in situ through the formation of pyromorphite $Pb_5(PO_4)_3Cl$. Therefore, this modern agriculture glass appears to be suitable for reclamation of soil contaminated with heavy metals.

This study was targetted to experimental characterization of processes and products of reaction between VitroFosMaK and solutions containing Pb ions. These experiments serve as a model for the reaction between soil solution and fertilizer in lead contaminated site. One gram of the fertilizer reacted with 250 mL of solution containing Pb and Cl ions. The pH was kept constant at 3.5 during the experiment. The results were compared with the experiments where pH was not adjusted.

As a result of reaction the concentration of ionic Pb was lowered significantly – below the detection limit for initial 50 mg Pb/L. Precipitation of crystalline pyromorphite was apparent. In control experiment, where pH was not adjusted, final pH reached 10.9 and precipitation of pyromorphite was accompanied with the formation of laurionite PbOHCl (result of partial hydrolysis of Pb). The experiment at pH = 3.5 simulates the conditions in contaminated soil better.

Acknowledgement. This work was partially supported by MNiSW research project No. 307 2499 33.

W. FRANUS[1], P. KALOTKA[2] and M. WDOWIN[3]: **Synthesis of zeolitic materials from fly ash: Laboratory and technological tests**

[1]Dpt. of Geotechnics, Lublin Univ. of Technology, Lublin, Poland; [2]Dpt. of Technical Services and Recycling S. A., Radom, Poland; [3]Mineral and Energy Economy Research Inst., Polish Academy of Sciences, Cracow, Poland

The aim of this study was the receiving of zeolite with Na-X structure, using hydrothermal reactions of soda lye with class fly ash. A number of chemical reactions on these substrates in variable conditions of NaOH concentration, time and temperature were conducted.

As a result, the most optimal was receiving this zeolite by hydrothermal reaction at following conditions: 20 g of fly ash, 0.5 L of 3 M NaOH water solution, temperature 80 °C, and time 24 h. Reaction conducted in this way, allowed to receive zeolitic material with Na-X content from 60 to 80 %.

These investigations suggested undertaking of chemical reaction application test from laboratory scale to semi industrial scale. To this end, a reactive container from PP material with volume of 130 liters was designed. It was also equipped with system of heaters responsible for monitoring temperature and level of reagents. In such prepared medium, tests of Na-X zeolitic material synthesis was successful, however, its quantitative content decreased twice. Therefore, it is necessary to mix the substrates.

Semi-technical scale tests showed the necessity of the whole synthesis process automation, composed of respective technological systems: filling the container of fly ash and soda lye water solution; vacation of a container; washing the zeolitic material (in order to separation of NaOH excess); granulation and drying of zeolitic material. Such technology will allow to receive the high class of zeolitic material which can find an application in industry, chemical and environmental engineering.

Acknowledgement. This work was financially supported by the Ministry of Science and Higher Education, grant No. 4 T12B 042 29.

I. GAŁECZKA[1, 2], M. MANECKI[1] and J. MAJKA[3]: **The reactions between copper minerals and rain water on slag heap in Ľubietová**

[1]Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH--Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland; [2]Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava, Slovakia; [3]Geological Inst., Slovak Academy of Sciences, Bratislava, Slovakia

The slag heap located in Ľubietová, Slovakia, is a result of 19th century mining of gold, iron and copper. Primary copper minerals (chalcopyrite, tetrahedrite), and secondary copper minerals (malachite, azurite, libethenite, reichenbachite and covellite) were identified in the deposit.

In the bottom of a spring and a small stream coming out from the tailing, green earthy precipitates are apparent. Samples of water taken down the stream show that the concentrations of major components, Ca, Mg, Na and K are relatively low, equal to 5.83, 6.83, 2.73, and 1.96 mg/L, respectively. The major anions are SO_4 (33.12 mg/L) and HCO_3 (28.07 mg/L). However, the concentration of Cu is higher than in typical springs and equals to 2.0 mg/L.

The purpose of this study is the identification of reactions between rain water percolating through the mine tailings and copper minerals that lead to increased concentration of Cu in water. The preliminary results (SEM/EDS, XRD) indicate that the green coating on the rocks in the bottom of stream is organic (algae). Optical microscopy reveals that the transformation of chalcopyrite is a main source of copper in secondary minerals. This explains the presence of sulphates as well. However, laboratory experiments simulating the reaction of percolating water with rocks on the slag heap show higher concentration of sulphates and lower concentration of Cu than observed in the field. The reactions are also simulated with hydrochemical model PHREEQCI.

M. GÓRNA: **Valorization of the outcrops of teschenite rocks from geotourist aspect (Polish Western Carpathians)**

Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH--Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland

This paper is a part of dissertation dealing with volcanism in the Western Carpathians from geotourist point of view. It is an introduction for further research.

The occurrence of magmatic rocks of Lower Cretaceous age called “teschenite rocks” is limited to the Outer Western Carpathians. In Poland, they can be found between Cieszyn and Bielsko-Biała only in the Cieszyn Subunit, which is the lower part of Silesian nappe. They form intrusions of various thicknesses, within the Cieszyn Limestones and the Upper and Lower Cieszyn Shales. The term “teschenite rocks” includes a wide range of petrological types with variable textures and structures (teschenites, picrites, monchiquites, diabases, syenites). The teschenite rocks can be observed in the abandoned quarries and in the natural exposures, especially in streams. The outcrops in Cieszyn, Puńców, Rudów, Grodziec, Żywiec and Świętoszówka were selected to carry out the valorization. At assessment, following criteria were taken into account: condition of outcrop, educational value, location, extent of conservation and sights in surroundings. The outcrops in Cieszyn and Rudów were recognized as the most valuable and should be available for tourists and promoted as geotourist sites.

B. ZYCH-HABEL, A. KĘDZIERSKA and M. MICHALIK: **Phosphate accessory minerals in the granitoids from Strzeblów (Strzegom-Sobótka massif)**

Inst. of Geological Sciences, Jagiellonian Univ., Cracow, Poland

Granitoids from Strzeblów constitute a part of Strzegom--Sobótka massif, situated in the Fore Sudetic block. Rocks from Strzeblów quarry were subjected to intense alteration processes (albitization, episyenitization, chloritization and also kaolinization). Chemical composition of accessory minerals from sixteen samples of granitoids was determined using SEM-EDS method.

Phosphates (apatite, monazite, xenotime, and cheralite) dominate among accessory minerals in the studied rocks. Based on chemical composition, several types of accessory minerals can be distinguished. Two types of apatite are observed in all samples. One type is characterized by the low REE content and the second one by very high Th (up to 10 wt.%) and REE content. Monazite usually occurs as tin plates within altered biotite. This form of monazite contains relatively high content of REE (mainly Ce and Nd), U and Th. Sometimes monazite can be found in the form of relatively small individual crystals. Xenotime usually contains relatively high amount of Gd, Dy, Ho (Gd_2O_3 to 7 wt.%; Dy_2O_3 to 7.9 wt.%; and Ho_2O_3 to 6.9 wt.%). Xenotime often contains cheralite inclusions. Besides P, Th and La cheralite contains relatively high amount of Nd (to 11 wt.% Nd_2O_3).

Chemical composition of accessory minerals varies within broad range. It is probably connected with influences of alkali-rich fluids, which caused albitization. Variable degree of albitization suggests different intensity of fluid-rock interaction.

S. HANIGOVSKÁ: **Geological structure of fluvial sediments of Torysa and Hornád rivers, southern part of Košická kotlina depression**

Fac. of Mining, Ecology, Process Control and Geotechnology, Technical Univ., Košice, Slovakia

This work describes Quaternary geological setting of fluvial sediments of Hornád and Torysa rivers in southern part of Košice basin. The research is focused on lithofacial evolution and stratigraphy of these sediments during Quaternary. It analyses the depth and space relations between the components of this fluvial system, and also describes geological and geomorphological characteristics of the river’s terraces in valleys of Hornád and Torysa rivers. From morphological point of view the Košice basin is divided into area of fluvial plain and smoothly shaped basin downs. From geological point of view this area belongs to East-Slovakian Neogene basin. Its subsoil

represents Paleogene sediments, Mesozoic rocks of Čierna hora, Paleozoic rocks of the Spiš-Gemer Ore Mts. The youngest sediments of Košice basin are Quaternary sediments divided into several genetic types. Most common are fluvial ones deposited into terrace accumulations and on river beds. This work intends to make a space model of the fluvial system elements, thickness of fluvial sediments and its position in the studied area with the PETREL software. The main use of results can be in the fluvial exploitation of the gravel from fluvial plain of Hornád river.

A. HAVLÍN[1, 2]: **Landslide hazard assessment along the main road E 50 in Chřiby highlands**

[1]Czech Geological Survey, Brno, Czech Republic; [2]Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava, Slovakia

The main road E 50 passing Chřiby highland, presents an important connection line between Czech Republic and Slovakia. Negative factors – like frequently alternating flysch layers (clays and sandstones of Magura Unit of Flysch Belt of Western Carpathians), main infiltration and drainage area of groundwater, slope predisposition – give rise to landslides and slope instabilities across the highland and impend the main road.

Input data for GIS and statistic methods were obtained from field inventory mapping. Fossil landslides and slope movements were revised and new were described in the maps of 1 : 10 000 scales. Various tools in ArcGIS environment were used for evaluation and producing of parametric maps of slope angle, land use, curvature of the relief, slope length, DEM, runnout distance, elements at risk and risk vulnerability.

The investigation result is a landslide hazard map as well as landslide risk scenarios using bivariate statistical analysis.

M. HYŽNÝ: **Brachyuran (decapoda) assemblage of Tomášovce Member (Paleogene), Western Carpathians, Slovakia**

Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava, Slovakia

The Tomášovce Member represents the uppermost member of the Borové Formation, a part of the Podtatranská (Subtatric) Group, representing typical transgressive formation dating back to the youngest Priabonian time. The layers of the Tomášovce Member contain a hydrophilous tropical flora (predominantly angiosperm plants), a neritic macrofauna (predominantly bivalves) and benthic foraminifers. The determined faunal assemblages are characteristic of a neritic marine environment (with the addition of a littoral thanatocoenosis) and a prevalence of euryhaline forms.

A rich brachyuran assemblage consisting of about 70 specimens was collected on two localities within the Tomášovce Member in the Hornád basin situated in the Spišská Nová Ves district – the stratotype locality of the Tomášovce Member – the Ďurkovec quarry and the locality Hlinisko. Crab remains are well preserved; also complete, isolated specimens were found so it is possible to describe the characters of the pereiopods and chelipeds as well. Several taxa were determined including two new species, undescribed yet: *Ranina* sp. nov., *Calappilia* sp. nov., *Coeloma* (*Coeloma*) *vigil* A. Milne-Edwards, 1865, and ?*Portunites* sp. Several specimens of *Ranina* sp. nov. preserved in living position were found. At the Ďurkovec quarry locality, there were collected also some trace fossils referred to decapod crustaceans: *Thalassinoides* igen. and *Ophiomorpha* igen. A closer relationship between the trace fossils and crab specimens was not determined until now.

The similarities between the brachyuran faunas of studied localities and transitional layers of the Molare Formation and the Rigoroso Marl in Italy were observed.

B. CHALUPOVÁ: **Otoliths from the Sarmatian sediments, borehole TPM-23B (Danube Basin, Slovakia)**

Geological Inst., Slovak Academy of Sciences, Bratislava, Slovakia

Five metres deep borehole TPM-23B was drilled in the Trstín depression of Danube Basin southeast of Smolenice village. It penetrated Quaternary and Neogene pelitic sediments with fossil remnants of various animals (molluscs, foraminifers, ostracods, fish and tubes of worms) and plants (calcareous nannoplankton, green algae, oogons of characeans, palinomorphs, seeds of herbs and wood plants). The Neogene sediments in the borehole are represented by the Vráble Fm. of Sarmatian age – brownish yellow and grey calcareous clays with the layer of carbonized pieces of woods. The borehole samples from depth of 2.6–2.7 m, 2.7–3.0 m, 3.0–3.1 m and 4.0–4.3 m were studied.

The otoliths of *Atherina* aff. *austriaca* Schubert, 1906, *Cepola rubescens* Linnaeus, 1832, *Gobiidarum* sp. 1, *Gobiidarum* sp. 2, *Gobiidarum* sp. and *Gobius* sp. were identified. These are typical shallow fish, which live in brackish water over the sand or stone bottom near the coast.

Based on found fossils, it may be concluded that the fossil-bearing sediments were deposited in shallow (about 50 m) environment near land with subtropical climate.

M. CHUCHRO and M. MANECKI: **The Machowskie lake: Quality and development of basin**

Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH-Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland

The Machów opencast mine is situated in the Carpathian Foredeep region. The land surface area directly used by the mine reached 1560 ha. In 1992 the operation of the mine ceased and since 1994 reclamation procedures were implemented. External waste tip was transformed into meadow-forest area and large water reservoirs were designed for

open pits. The excavations were partly filled with rock material and waste. This was covered with 25 m thick clay insulation and filled with water from nearby Wisła river. Two groundwater aquifers are identified in the area. The interaction between waters is yet unclear but the risk of contamination is apparent.

The overall goal of this investigation is an assessment of present condition of water and bottom sediment in Machów reservoir. The results of analyses will be used for determination of the direction of geochemical evolution processes in the water basin. The collected samples consist of 10 water-sediment pairs. Sampling localities were evenly distributed along the shoreline. Concentrations of major ions (sulphates, nitrates, chlorides, calcium, magnesium, sodium and potassium) as well as selected trace elements were determined using atomic absorption spectroscopy and UV- vis spectrophotometry. A mineralogical composition of the bottom sediment was also determined. The preliminary results and data gathered from Machów opencast mine archives show that water parameters are equal or higher than water class III, except for coli titre – class IV.

Acknowledgement. The study was partly supported by Department of Geoinformatics and Applied Computer Science, within framework of the Statutory Research, University of Science and Technology, Cracow.

M. JAMRICHOVÁ and R. AUBRECHT: **Microfacies analysis of selected profiles of the Czorsztyn Unit of the Klippen Belt**

Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava, Slovakia

Microfacies analysis of profiles in central Považie (Hrebeň, Štepnická skala II, Žiačik) and in Orava areas ("Erdúdsky Kostol") disclosed facies dissimilarities of Czorsztyn Unit from the classical development defined by Birkenmayer in 1977. In the Hrebeň section, red Krupianka Limestone is missing above the Smolegowa Limestone but grey to pink-red crinoidal limestones occur there. Higher up they pass into micritic crinoidal limestones which contain quantity of brachiopods. A new name – Streženice Limestone of the Kimmeridgian to Lower Tithonian age was proposed for a complex of brown, to brown-red crinoidal (Saccocoma) limestones which were found developed at Štepnická skala II locality. The transitions between particular microfacies are gradual, which is evidenced by transitional "filamentous" – Globuligerina microfacies presence of Globuligerina in the Saccocoma microfacies. Rogoża Coquina at the Žiačik section is typical by absence or just subordinate occurrence of the Globochaete microfacies.

Acknowledgements. Thanks belong to grant APVV 1/0465/06 for the financial support.

I. JERZYKOWSKA and M. MICHALIK: **Weathering of minerals in podzolic soils in the Tatra Mts.**

Inst. of Geological Science, Jagiellonian Univ., Cracow, Poland

Weathering intensity in four podzolic soil profiles formed on granitoid rocks from the Tatra Mts. was examined. The degree of mineral dissolution, weathering microtextures and the range of weathering intensity in different horizons in soil profiles were established basing on chemical analysis of soil samples, optical microscopy observations and SEM-EDS analysis of soil thin sections.

Fragmentation and dissolution of minerals and precipitation of new crystalline and amorphous phases are the main indications of weathering process in these soils. Rock-forming minerals stability order was established as follows (from the most resistant): quartz, muscovite, K-feldspar, Na-plagioclase, sericitized K-feldspar, biotite and Ca-plagioclase. Coexistence of very strongly decomposed minerals and not weathered minerals in single soil horizon indicates the presence of weathering microenvironments.

B. KAJDAS and M. MICHALIK: **Relationship between two types of hydrothermally altered granites at Straconka hill, Jelenia Góra Basin, Poland**

Inst. of Geological Science, Jagiellonian Univ., Cracow, Poland

The excavation at Straconka hill at Miłków village (about 10 km S from Jelenia Góra) is one of the biggest outcrops of grusified granite in Jelenia Góra basin. Three types of hydrothermally altered granites were distinguished. One type of granite seems to be altered in closed system, and the other two types, containing low amount of Ca, were probably altered by the same hydrothermal fluid. Granites characterized by low content of Ca are discussed in this paper.

Processes of albitization of feldspars and chloritization of biotite are wide-spread. Quartz veins are also present. Two groups of samples of granite with low content of Ca can be distinguished. The main difference between both groups is presence (in rocks of group A) and absence (in group B) of K-feldspar. Primary K-feldspars in granites of group B are replaced by pseudomorphs, which are composed of mica, chlorite and albite. Removed K (and probably Ba and Sr) from feldspars of group B granite is incorporated into secondary sericite in granite of group A. Stability of Rb content in these granites shows, that Rb contained in primary K-feldspars seems to be preferentially accumulated in secondary mica-chlorite pseudomorphs after decomposition of feldspar, while Ba and Sr are almost completely removed.

E. KALIŃSKA: **Grain-size distribution, rounding and frosting of sandy sediments in the vicinity of Jaktorów and Żyrardów (southern Mazovia Lowland)**

Fac. of Geology, Warsaw Univ., Warsaw, Poland

Southern part of Mazovia Lowland between Jaktorów and Żyrardów (about 30 km on the SW from Warsaw) is developed

as almost flat surface varied by straightforward rivers and build from fine- and medium-grained sands. Thickness of sediments reaches few meters. In the older literature the origin of sediments was explained by fluvial, fluvioglacial and sloping processes and they were designated as "alluvial fans".

Cumulative curves show well developed section of saltation (with many subpopulations), presence of traction part only in few samples from the middle and bottom parts of profiles and absence of suspension section. Inclination of cumulative curves oscillates from 40 to 60°. CT points (between traction and saltation transport) are changeable and fluctuate between 0 and 2 phi (1–0.25 mm). Sediments are characterized by moderate and sometimes poor standard deviation and symmetrical skewness as a rule. Sediments are enriched in medium rounding and frosting quartz grains (EM/RM; from 79 to 98 %) in sandy fraction. Simultaneously, lack of grains with shiny surface (EM/EL) is observed. Contents of quartz in sandy fraction achieve more than 90 %. A corollary of mentioned analysis is connecting sediments with eolian environment.

E. KALTENBERG, A. KLESZCZEWSKA, J. FLIS, M. MANECKI and T. BAJDA: **Assaying arsenate and phosphate concentrations using the blue molybdate method**

Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH--Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland

Arsenate ions are ubiquitous in the polluted environment due to both – natural processes and anthropogenic activities. There is a demand for simple and precise methods of assaying arsenate concentration in polluted solutions containing other compounds, particularly phosphates. The colourimetric blue molybdate method, proposed in 1972 by Johnson and Pilson, is complicated and of limited use. Our goal is to take advantage of modern spectrophotometers and modify the method to extend its limits and applications.

Due to interference, determination of AsO_4^{3-} concentration in the presence of PO_4^{3-} requires two parallel measurements: (1) assaying total sum of arsenates and phosphates, and (2) measurement of phosphates concentration (arsenates are masked by reduction). The concentration of blue coloured complex in solutions, formed by phosphates and arsenates in the presence of ascorbic acid, ammonium molybdate, antimonyl potassium tartrate, and sulfuric acid, is determined by spectrophotometric measurement of the absorbance at 870 nm. In the parallel measurement, the sample is treated by a solution containing $Na_2S_2O_5$, $Na_2S_2O_3$, H_2SO_4 which removes arsenates by reduction of As (V) to As (III) before colour development. Final arsenate concentration is constituted by the difference between two measurements. Our modifications of the method increase the precision of the method and extend the limits of detection and determination.

Acknowledgement. This work is partly financed by MNiSW project No. 2 P04D 03129.

M. KASINA and M. MICHALIK: **Experimental study of slag transformation under hydrothermal conditions: Preliminary results**

Inst. of Geological Science, Jagiellonian Univ., Cracow, Poland

Blast furnace slag is a co-product of metallurgical processes, formed in pig iron production. Huge amount of slag is used in many fields of industry (e.g. in cement production, in agriculture, as a landfill cover material) or as building material. The aim of the study is to simulate processes of slag decomposition in natural conditions.

The output samples of the following study are composed of mineral phases typical for slag. The sample 628 consists of akermanite, gehlenite, rankinite and orthoclase. The sample 629 is composed of akermanite, gehlenite, cyclowollastonite and tremolite.

After 24 h lasting hydrothermal experiment (using distilled water) in Soxhlet instrument slag composition changed slightly. In sample 628 we observed the same mineral phases, however after evaporation of water solution we determined hydrated phases rich in sulphur: gypsum and hannebachite but also sulphur and calcite. In sample 629 experiments caused hydratation of Ca–silicates and xonotlite appeared. We can also observe an inheritance of Mg^{2+} content and crystallization of merwinite instead of tremolite. After evaporation of water solution we identified gypsum, calcite and dolomite.

Leaching of sulphur can cause harmful influence on environment and also can cause accelerated damage of concrete constructions.

A. KĘDZIERSKA, B. ZYCH-HABEL and M. MICHALIK: **Mobility of major and trace elements during hydrothermal alteration, and episyenitization in Strzeblów granite (Strzegom-Sobótka granitic massif)**

Inst. of Geological Science, Jagiellonian Univ., Cracow, Poland

The Strzegom-Sobótka granitic massif (Fore-Sudetic Block; SW Poland) is a post-tectonic intrusion of young Paleozoic age, which underwent multistage hydrothermal processes (including episyenitization and albitization) and kaolinization. Samples were collected in Strzeblów quarry and analysed using ICP-MS and ICP-AES methods.

All studied samples exhibit different stage of hydrothermal alteration. During these processes almost all major and trace elements have been mobilized and they were enriched or depleted. The isocon method of Grant (1986) was applied in order to estimate mass transfer. Changes of concentration of major elements are characterized by general, strong gains in Na_2O, Al_2O_3, and LOI (loss by ignition), and losses in K_2O, SiO_2, Ti_2O and Fe_2O_3. Behaviour of trace elements is characterized by increasing Ba, Sr, Hf, Zr, Th, U and Y contents, and decreasing Sn, Zn, Rb and Nb contents. Enrichment in Na_2O and depletion in K_2O and CaO are

related to albitization of feldspars. Enrichment in Al_2O_3 is probably connected with sericitization and crystallization of kaolinite or other clay minerals. Depletion in K_2O is the effect of biotite degradation.

Mobility of REE in Strzeblów granitic rocks is significant. The REE increasing in all samples and slight shift towards lower LREE/HREE ratio were observed. This behaviour is typical for strongly albitized granites.

J. KLASA, J. FLIS, M. MANECKI and T. BAJDA: **The synthesis of vanadinite $Pb_5(VO_4)_3Cl$**

Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH--Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland

Pyromorphite $Pb_5(PO_4)_3Cl$, mimetite $Pb_5(AsO_4)_3Cl$, and vanadinite $Pb_5(VO_4)_3Cl$ are minerals isostructural with apatite. The precipitations of pyromorphite and mimetite are effective methods of immobilizing toxic ions in contaminated soils and wastes. Natural pyromorphite, mimetite and vanadinite often exhibit some anionic substitutions. The influence of substitutions upon the properties, stability and consequent environmental behaviour of the lead apatites is observed. Unlike the wide knowledge about crystal chemistry and thermodynamic properties of pyromorphite, mimetite and their solid solutions, the influence of vanadate VO_4^{3-} on the properties from the series is still poorly understood. A notable characteristic of this ion in aqueous solutions is its tendency to polymerize. Lack of reliable thermodynamic data creates difficulty in effective synthesis of vanadinite, which is crucial for further research.

As a result of numerous experiments and computer modeling the complete and simple method for synthesis of vanadinite has been proposed. Conditions of the synthesis meet the strict requirements of applications. This method is based on dropwise mixing of $NaVO_3$, $Pb(NO_3)_2$ and KCl at pH = 3 and temperature equal to 90 ± 10 °C. The excess of chlorine ions in the final solution is critical. SEM-EDS and X-ray diffraction analysis of the precipitates confirm the effectiveness of the method.

Acknowledgement. This work was supported by the MNiSW grant No. 2 P04D 01329.

M. KLUZ: **Proposition for drainage of building pit according to the model of groundwater flow**

Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava, Slovakia

This research has been a part of hydrogeological survey for company INSTA s. r. o. which was conducted in May 2007 in industrial area of city Prievidza. Main aim of this study was to design and verify the optimal drainage system for building pit. Problem was solved by mathematical model of groundwater flow for the first aquifer.

Conceptual model was built-up on geological and hydrogeological properties of surrounded area and boundary conditions. First layer is low permeable clay three meters thick which confine second layer – shallow aquifer. Aquifer consist coarse sand and gravel with fine permeable property. Hydrogeological aquitard was considered by impermeable clays founded 8 meters below the ground (Potančok, 2007). Depth of groundwater level below ground surface depends on season and varies from 0.85 to 1.2 meters. Short term pumping test determinates: maximum specific discharge ($q = 1.246\ l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$ with maximum well discharge $Q = 4.5\ l \cdot s^{-1}$ and groundwater level lowering $s = 3.61$ m), hydraulic conductivity ($kf = 4.43 \cdot 10^{-4}\ m \cdot s^{-1}$) and storage ($Sy = 4.43 \cdot 10^{-4}$ (-)). Boundary conditions with constant head were assigned for Handlovka and Nitra rivers. Model was calibrated on steady state flow. Result of model provide optimal design of 8 drainage wells with well discharge of $Q = 3.7\ l \cdot s^{-1}$ and common infiltrated rate 1200 m^3 per day (Klúz, 2007).

A. KOCHMAN: **Different methods for reconstruction of compaction applied to estimate the primary thickness in the Upper Jurassic limestones**

Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH--Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland

The primary thickness of carbonate sediments was reconstructed at the Zalas quarry in the Cracow-Wielun Upland in southern Poland. The outcrop contains an initial, sponge bioherm and equivalent interbiohermal sediments. Researches involved selection of one lithological profile in carbonate buildup, three profiles in equivalent basinal facies and distinguishing of all lithological succession types. After that the compactional reduction of thickness was estimated. The selective profiles are of the same age. The Upper Jurassic (Oxfordian) limestones and marls were sampled.

Total compaction was measured by using of the Carbonate Compaction Law (Ricken, 1986). The law requires data on the carbonate content, insoluble residue content of the sample and rock porosity. The carbonate content and non--carbonate content were determined by Atomic Absorption Spectrometry. The porosity was measured in the laboratory.

The original depositional thickness was calculated using simple expression between final thickness (after compaction) and compaction of sediments (Martire and Clari, 1994). However, many aspects of the compaction in carbonate sediments are still poorly understood. Using this law for estimating, the primary thickness needs setting up some assumptions.

Moreover compaction can be evaluated quantitatively by the different methods. Reconstruction of compaction included observation of deformation of fabric components, organic microfossils and degree of burrow deformation. Compaction was also determined by observation of numerous stylolites and dissolution seams in thin-sections, polished-sections and outcrop.

Acknowledgement. The research was financially supported by AGH project No. 11.11.140.560.

A. KOSTKA: **Factors affecting spatial distribution of metals in bottom sediments of Wigry lake**

Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH-Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland

The aim of this study was to find main factors which influence the spatial distribution of heavy metals in bottom sediments of Wigry lake. This lake is located in NE Poland and is characterized by complicated morphology and bathymetry. Its sediments are represented by calcareous gyttia (~75 % of lake area), lacustrine chalk (~25 %), detritus gyttia and clastic sediments (<1 %). The GIS techniques were used in research. They allow examining correlations between individual factors and concentrations of metals. Following spatial factors were examined: depth of the lake, distance from Czarna Hańcza estuary (main river feeding Wigry waters), distance from lake banks, distance from calcareous gyttia, distance from lacustrine chalk, distance from detritus gyttia, distance from clastic sediments, distance from roads.

Concentrations of two metals (Fe, Mn) were investigated in the upper 5 cm of bottom sediments being dissolved in mixture of HNO_3/H_2O_2 and measured by AAS method.

Analysis showed that the main factor influencing the spatial distribution of Mn is depth of the lake which is probably connected with sediment type (in deeper parts of Wigry lake there dominates calcareous gyttia rich in organic matter and fine-grained substances which both bond heavy metals). Fe mostly depends on distance from Czarna Hańcza estuary which can indicate the anthropogenic impact on enrichment of bottom sediment of Wigry lake with this metal.

Acknowledgement. Supported by AGH, GGiOŚ, No. 10.10.140.584.

J. KRASNOYAROVA: **Conditions for forming carbonate rocks in early carbonic period in area Kvarkensky (South Ural)**

Fac. of Geology, Lomonosov Moscow State Univ., Moscow, Russia

The material for this work has been selected during field seasons of 2006–2007 in the southern part of Magnitogorsk tectonic zone (area Kvarkensky, the Chelyabinsk area). As objects for limestones study the Birgildinsk and Kamorzinsk suites have been used. The age of suites was revealed by brachiopods and foraminifers as Lower Carboniferous – Serpukhovian. The work aimed the detail lithological description of rocks and restoration of their forming conditions. Limestones according to classification by R. S. Duncham belong to boundstones. Their strong metamorphic differences are exceptional, reaching to coarse-crystalline marbles. The rocks consist from calcite 90–95 %, quartz 5–3 %, hydromica 3–2 % and talk <1 %. Limestones contain a large amount of organogenic detritus, brachiopods of Productida group, by microscopy we found bryozoa, spiculas sponges and foraminifers. A small share of terrigenous material, a variety and a degree of preservation of fossils specify active hydrodynamical mode of shallow-sea pool which had depths of a continental shelf.

E. KRÓL: **Impact of geology on land use management in the Busko and Solec spas areas**

Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH-Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland

The Busko and Solec spas are located in southern Poland within the three physiographic regions – Solec Trough, Pińczów Rise and Vistula River Lowland. Mineral waters, solid mineral resources, variety of soils, landscape, hydrogeology and geological-engineering conditions are bound to regional geology. All these factors are decisive in local economic development.

On the basis of sulphurous groundwater deposits (Busko Zdrój, Solec Zdrój, Wełnin and Las Winiarski) the health resort function is predominating. Groundwater reservoirs are located in Senonian marls, Cenomanian sands and sandstones, and Kimmeridgian bedrock limestones. They are covered by unpermeable Miocene Krakowiec Clays. Total dissolved solids (TDS) are considered relic of the saline formation (Zuber, 2007). The mineral waters are slowly renewed.

Balanced development of the spas depends on proper land use management. The main constraint is the degree of groundwater endangering. Land use analysis reveals potential environmental conflicts.

Groundwater vulnerability and grade of the mineral water protection depend on areal distribution of Krakowiec Clays. In Solec Spa considerable thickness of the cover results in resistance of mineral waters to pollution. In Busko area the clays are lacking, therefore permanent lowering of piezometric surface leads to mineral water quality reduction (Porwisz et al., 2002). Well discharge limits expressed in hydrogeological reports should be carefully assured there.

Acknowledgement. Research was supported financially by AGH project No. 11 11 140 560.

K. KRONOME and M. SÝKORA: **Microfacial study of Hallstatt limestones near Silická Brezová**

Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava, Slovakia

The outcrops are located ~1 km west of the village Silická Brezová, southern Slovakia. The studied Hallstatt limestones represent layered bioclastic limestones of greyish-pinkish to red colour with signs of nodularity, often fragmentary bioclasts and bioturbation marks.

Base of the outcrop is Tuvalian in age, built by Tisovec-(Waxenec-) type limestones, e.g. shallow-water grainstones with microfacies of agglutined foraminifera and gastropoda. The facies in the upper parts of the Tuvalian obtains deeper-water character with appearance of Hallstatt-type wackestones and mudstones with thin-crusted bivalvia microfacies and radiolaria.

During the Norian this deep-water sedimentation continues including five layers of carbonatic stilobreccias.

The typical limestone type of the Alaun are wackestones,

with two layers of bivalvian lumachella and hydrozoa Heterastridium cf. conglobatum REUSS.

Sevatian limestones are built by wackestones and packstones with two layers of peloid grainstones.

The uppermost layer of the outcrop belongs to Dachstein limestones being in tectonic contact with the underlying complex.

On the basis of the obtained data limestones were classified according to schemes of Wilson (1975) and Flügel (1982).

Acknowledgement. The study was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contract No. APVV-0571-06.

M. KUČERA: **New view on genesis of caves in the High Tatra Mts.**

State Geological Inst. of Dionýz Štúr, Bratislava, Slovakia

The studied area is located in the part of High Tatra Mts. – the Belianske Tatry Mts. within the Kobylí vrch massif, representing eastern ridge of the Mt. Bujačí. Cave system is situated in Gutenstein massive organogenic limestone. The formation and development of caves is in principle influenced by a tectonic predisposition. Underground water in rock massive migrated along failure zones and thus formed cave channels and chambers. There were found five monogenetic groups of discontinuities in this region. The most dominated group is based on Podtatranský – Ružbašský fault system. The circulation of water in the partial nappe of Bujačí was most probably upward along this fault system. Engagement of moderately thermal water caused spacious upward cave chambers. Rising and meteoric waters were mixed in the upper parts of the underground cavities and this effect is expressed by the morphology of cave corridors. The active process of cave development lasted mainly in pre-Quaternary period.

J. KUČEROVÁ: **Extended results from the research of Miocene macroflora (Kalonda, Southern Slovakia)**

Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava, Slovakia

The locality Kalonda is situated in Southern Slovakia and belongs to the same paleofloristic complex as the localities Lipovany (Slovakia) and Ipolytarnóc (Hungary). Studied plant assemblage occurs in the Bukovinka Formation, Eggenburgian in age. Preliminary research yielded determination of 21 angiosperms, most abundant are Magnoliaceae, Lauraceae and Arecaceae. Following research is focused on the anatomical interpretation of leaf macrofossils, statistics, quantitative paleoecology and taphonomical interpretation. Floral composition, diversity, equitability and dominancy are discussed.

Acknowledgement. Research was supported by the grants Nos. V-06-507-00, 1316, 01404, 106320.

M. A. KUSIAK[1] and B. BUDZYŃ[2]: **Monazite chronology: A brief review on microprobe dating method**

[1]Inst. of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Cracow, Poland; [2]Inst. of Geological Science, Jagiellonian Univ., Cracow, Poland

Monazite (REE, Th, U)PO_4 is a common accessory mineral in the igneous, metamorphic and sedimentary rocks, and widely used as a U-Th-Pb geochronometer. Isotopic dating techniques (particularly mass spectrometry) were used for long decades, whereas non-isotopic method was developed in the fall of the twentieth century. The chemical method assumes that all Pb in the mineral structure is radiogenic (or at least common Pb can be neglected) and the system remained closed. The latter condition can be verified using Chemical Th-U-total Pb Isochron Method (CHIME; Suzuki and Adachi, 1991). Recently improved dating technique and development of the analytical equipment gives a powerful tool that allows combining obtained age data from the in-situ microanalyses with a structural position of analysed grains (Williams et al., 2007). The presentation will provide a brief review on development and improvement of the electron microprobe monazite dating technique.

Acknowledgements. M. A. Kusiak is a fellow of FNP. B. Budzyń is a fellow of the Foundation for Polish Science (START programme in 2008).

N. B. KUZNETSOV[1], J. MAJKA[2, 4], J. CZERNY[2], T. Yu. TOLMACHEVA[3], M. MICHALIK[5], A. KAWALEC-MAJKA[2, 6] and M. MANECKI[2]: **Do the oldest conodonts in the world come from Svalbard?**

[1]Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; [2]Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH-Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland; [3]All-Russian Geological Inst., Sankt Petersburg, Russia; [4]Geological Inst., Slovak Academy of Sciences, Bratislava, Slovakia; [5]Inst. of Geological Science, Jagiellonian Univ., Cracow, Poland; [6]Inst. of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Cracow, Poland

We report the first findings of Cambrian conodonts fauna in Spitsbergen and their meaning for stratigraphy of the bottom horizons of a Lower Paleozoic sequence in the southern part of Wedel Jarlsberg Land (southwestern Spitsbergen). The conodonts were found in the rocks of Blåstertoppen Formation. The bottom of this formation is underlined by the Neoproterozoic/Cambrian in age Jarlsbergian unconformity. The Blåstertoppen Formation is overlain by Lower Cambrian Vardepiggen Formation. The age of the Vardepiggen Formation was determined with the use of trace trilobite fossils. Summarizing such data, we assumed that it is necessary to redefine stratigraphy of whole Cambrian sequence in Svalbard Archipelago or to redefine the age of fossils occurring within the investigated rock sequence.

M. KUŹNIAKOWSKA: **Trace metals in industrial waste disposals of Nitric Plant in Tarnów**

Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH--Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland

Waste landfills of the Nitric Plant in Tarnow (Czajki and Za Rzeka Biała) have a long history. During the time of exploitation many types of wastes were disposed there (lime, soot, slugs from Nitric Plant, fly ashes, sewage and others). Waste landfills are located in the vicinity of the Nitric Plant in Tarnow, private households, fields and gardens but also close to the four rivers (the Dunajec river, the Biała Tarnowska river, the Chyszowski draining ditch and the Klikowski stream).

The aim of the research was to determine trace metals concentrations in the different waste samples, to assess metals potential mobility and evaluate potential environmental risk connected with disposals storage. Samples of wastes (fly ash, soot, sludge) and wastewater were collected from several sectors in both Czajki and Za Rzeka Biala disposals. The waste samples were processed in the microwave oven, using concentrated nitric acid. Total concentrations of trace metals (Zn, Pb, Cu, Cr, Ni, Co, Cd, Tl, V, As, Fe and Mn) were determined by ASA and ICPMS methods. Aqueous leaching tests, buffer capacity and six step sequential extractions were carried out to evaluate potential binding forms of metals and possibility of their mobilization. X-ray diffraction was conducted to determine mineral composition of waste samples.

Acknowledgements. This research was financially supported by AGH University of Science and Technology research, Project No. 10.10.140.584.

M. LAHO and R. HOLZER: **Properties and evaluation of building stone in historical monuments in Bratislava and outskirts**

Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava, Slovakia

Paper deals with the study and characterization of dimension stone rock blocks in monuments in Bratislava. First task was the actualization of all original facade plans. Actualization consisted of photographic documentation of the facade fields and then the digitization in ArcView 3.2 software. The dimension stone size was georeferenced, so that blocks size corresponded with the plan scale. Their visualization was done in ArcView 3.2 software. The main aim of the project, beside the determination of lithology of the dimension stone on selected presbytery fields, was to determinate the degree of deterioration and create the weathering typological classification. From the possible replacement stone sources the basic physico-mechanical rock properties were determined, emphasizing the quality of replacement stone material. Microscopic study (thin sections) was realized with the aim to determine the basic rock components and binds – both for comparison with rocks from historic and potential new quarry sites. The methodological procedure and its application is a small contribution to the knowledge of important properties and behaviour of natural dimension stone, being important for reconstruction works emphasizing the prevention and protection of historical monuments.

P. LENIK and D. CZAJA: **Cobalt, nickel and arsenic in pyrites from copper deposit in Fore-Sudetic Monocline, SW Poland**

Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH--Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland

Iron sulphides – pyrite and marcasite are the most common ore minerals found in cooper deposits in Fore--Sudetic Monocline. Special attention should be paid to pyrite which sometimes contains considerable amount of metals of transition groups, such as Co, Ni, Cu and As.

Altogether 24 concentrations of pyrite differing in structural formation and position in deposit were analysed with EPMA. Depending on structures of analysed sulphide the different quantities of cobalt, nickel and arsenic were found. The maximal determined content of cobalt was 8.78 wt.%, although in 15 analysed pyrites it was below 0.5 wt.%. Nickel appears in definitely smaller quantities. The maximal content of nickel was 1.3 wt.%, but in most cases it was below determination limit of EPMA method. The maximal content of copper was 8.18 wt.%. Moreover, only in a few cases it was below 1.0 wt.%. The maximal content of arsenic in pyrite was established as 7.28 wt.%.

While analysing obtained results one can observe a linear correlation between contents of cobalt, nickel and arsenic in pyrite. With the increasing content of cobalt in pyrite the increase in content of nickel can be noticed, even though its quantity is ten times smaller. In the case of cobalt and arsenic that correlation can be observed only within content of cobalt above 1.0 wt.%.

Strong correlation between cobalt and arsenic can be the result of the presence of cobaltite molecule in pyrite formed as submicroscopic small inclusions or substitution of both elements in pyrite structure. However, it requires microdiffraction X-ray examination. The presence of copper in pyrite shows that pyrites with heightened content of copper were formed at the same time as the main of copper mineralization, meaning during the late diagenesis.

E. LYGINA: **Sedimentation conditions of Danian and Eocene basins of the mountain in Crimea**

Fac. of Geology, Lomonosov Moscow State Univ., Moscow, Russia

In the history of Paleocene-Eocene formation of Crimean sedimentary basin there existed two stages of accumulation of relatively thick shallow-water shelf carbonates – Danian and Eocene. Such formations refer to carbonate platforms. Carbonate ramps are the most typical for Crimea in studied time interval.

During Danian in Southwestern Crimea the tendency to shallowing of a basin with progradation of facies toward the Simferopol raising is present. It is expressed in transition upwards on a section of detrital relatively deep-water limestones to organic-fragmentary serpulid-crinoid-bryozoan

and pellet shallow-water limestones. Depths less than 10 m are characteristic.

There are sponge-foraminiferal layered limestones with silicification in Central Crimea. Such deposits formed in depth of 100–150 m. Lens of carbonate breccia located in lower part of section is specified on very fast local regression.

In Eastern Crimea the detrital and micrite limestones alternate with foraminiferal-crinoid limestones with remains of sponges. Such deposits are characteristic for deep-water slope of carbonate platforms with depth 100–200 m.

Deposits of Eocene represent nummulitic bank from paleogeographical point of view. Its center is dated for east wing of the Simferopol raising. Absolute paleodepths changed from 10–30 m in the central part of nummulitic bank and up to 120 m in more deep-water shelf conditions. Nummulitic limestones of Eocene can theoretically be good reservoirs of hydrocarbons.

Acknowledgement. Research was supported by the projects RFFI 05-05-65157, 05-05-64623 and NS-5280.2006.5.

B. MAGULOVÁ and M. BEDNARIK: **Landslide hazard assessment: Case study in railway Kraľovany – Liptovský Mikuláš**

Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava, Slovakia

Landslides and other slope deformations are the most widespread geodynamic events in the West Carpathians. Taking into account that the socioeconomic and technological level will increase in the future, the landslide hazard assessment is important for the urbanized areas and can reduce sanation expenses. Selected area of our case study spreads 50 km along railway between towns Kraľovany and Liptovský Mikuláš in a width of 200 m (100 m buffer) around the railway.

Effectivity of landslide hazard assessment using geographical information systems (GIS) and statistics is dependent on the suitable selection of geological factors, which play a dominant role in slope stability state. In presented case study six factors influencing the slope stability are evaluated – lithology, slope aspect, slope angle, hypsographic level, actual landuse and registered landslides. These factors have been prepared in a vector form (parametric maps) and consequently processed to the raster form. Bivariate statistical analyses were used for the construction of final landslide hazard map.

The case study affords the prognosis of landslides space distribution, not the time frequency of their activation. Result of the landslide hazard assessment is a map of landslide hazard substantiality in the scale 1 : 10 000.

J. MATUSIK, T. BAJDA and M. MANECKI: **Removal of aqueous cadmium by hydroxylapatite and fluoroapatite**

Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH--Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland

Reducing the bioavailability of heavy metals in soils by phosphate addition is an effective technique known from literature. Equilibria in the soil solutions are mainly controlled by sorption/desorption and crystallization/dissolution processes. Therefore the goal of this study was to examine the effectiveness and mechanism of aqueous cadmium uptake by hydroxylapatite and fluoroapatite particles.

In situ reactions were performed by adding solid forms of synthetic hydroxylapatite and natural fluoroapatite to cadmium solutions within pH range from 3 to 7. The changes in concentrations of Cd, PO_4 ions and pH were measured for reaction times 2-1440 hours. The solids after reactions were characterized by XRD and SEM-EDS.

Percentage reduction of cadmium concentration in the experiments with fluoroapatite and hydroxylapatite, regardless of pH, did not exceed 17 % and 25 %, respectively. Cadmium uptake from the solution resulted from the formation of cadmium phosphates and/or Ca-Cd phosphates solid solutions on the surface of apatites. Various sizes of formed phosphates may be connected with different solubilities of apatites. Hydroxylapatite with higher solubility faster releases phosphate ions and this promotes crystallization of a large number of small crystals. Whereas fluoroapatite with lower solubility slower releases of phosphate ions and in this way enables formation of big crystals. There is no clear evidence for ion-exchange mechanism.

E. NIESIOŁOWSKA: **Biostratigraphy of the Upper Cretaceous deposits of the Homole area, Niedzica succession (Polish part of the Pieniny Klippen Belt)**

Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH--Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland

Within the Upper Cretaceous deposits of the Niedzica Succession of the Polish part of the Pieniny Klippen of the Homole area the micropaleontological analyses have been performed. On the basis of studied samples the local biostratigraphic biozones (R. appenninica, R. reicheli-R. greenhornensis, R. cushmani) have been recognized and established, based on foraminiferal assemblages. These zones have been correlated with the standard planktonic zonation. The age of the studied samples was estimated as Lower–Upper Cenomanian. Planktonic index foraminiferids were numerous and well preserved. Some of these species were described and illustrated in details.

Based on qualitative and quantitative analyses, studied foraminiferal assemblages indicate the external shelf and upper part of the continental slope as depositional environment of the studied deposits, within the Niedzica subbasin.

P. OLCHOWY: **The influence of a secondary porosity within a sediment on a development of stromatactis structures in the Upper Jurassic sediments from**

the Wielkanoc quarry near Gołcza (Kraków-Wieluń Upland, southern Poland)

Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH-Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland

Isolated stromatactis-like cavities (*sensu* Matyszkiewicz, 1997) are found in the microbial-sponge type carbonate buildup from the Wielkanoc quarry (35 km north from Cracow). The structures have flat base and digitated or arch shape roof. They reach 1 cm width with some millimetres height and are filled by multigeneration carbonate cements as well as by internal sediment. Its genesis is controversial including the presence of primary cavities within sediment on which stromatactis-like cavities developed.

The Upper Jurassic (late Oxfordian) massive limestones from a quarry include numerous *Stylosmilia* corals, which are observed mainly in the upper part of ca. 10 m profile. Polished slabs reveal pores with elongated as well as oval shapes. The latter reach 4 mm in diameter and are a result of corals dissolution.

The dissolution of aragonite skeletons led to development of a secondary porosity within an unlithified sediment. Simultaneously, the primary stress field changed into the secondary one. Periodic tectonic shocks, induced by Kraków-Lubliniec Fault Zone (Żaba, 1995, 1999; Buła et al., 1997), resulted in a collapse of sediment above a roof of secondary voids. Compressive stresses in the walls and tension stresses in the roof of the voids were responsible for an arch shape of stromatactis-like cavities in homogeneously lithified sediment. The border between host rock (wackestone) and internal sediment (packstone) at the bottom of stromatactis-like cavities is oval and thus copy an original shape of corals.

O. A. ORLOVA: **First finding of permineralized wood remains of *Eristophyton* in the Lower Carboniferous of North Russia**

Fac. of Geology, Lomonosov Moscow State Univ., Moscow, Russia

Permineralized wood fragments were found in ferruginous sandstones of the Lower Carboniferous age in two boreholes, which are situated on the south of the Arkhangelsk Region. Anatomical features of the wood have been studied with a scanning electron microscopy (SEM CAMSCAN). Because of fragmental preservation there is no information on the pith. The secondary xylem and some elements of primary xylem are well-preserved in the stem fragments. Metaxylem tracheids are narrow, hexagonal in shape. They have scalariform thickening both on radial and tangential walls. Secondary xylem is of pycnoxylic type of the wood. In radial section the polygonal tracheids are narrow and relatively long. The tracheids have uni-, bi-, and triseriate bordered pitting. Multiseriate pits are contiguous and alternate, while uniseriate ones are free. The pits are from rounded to hexagonal in shape, 5.2–13 μm in diameter with inclined split-like apertures. There is no pitting on tangential walls. Xylem rays are uni- and biseriate, 14–20 μm wide, relatively short – commonly 7–10 cells high. Ray cells are rectangular in shape. Cross-fields show 1–8 rounded-hexagonal pits. Cross-field pit apertures are inclined elliptic or split-like in shape. Growth rings are invisible. Among Lower Carboniferous plants of gymnospermous affinities, wood remains under study most closely resemble in ray organization and pitting the taxon *Eristophyton* sp. described by J. Galtier, J. L. Schneider and L. Grauvogel-Stamm from the Upper Visean of France.

M. OSACKÝ[1], V. ŠUCHA[1], J. MADEJOVÁ[2], A. CZÍMEROVÁ[2] and P. UHLÍK[1]: **Stability of smectite in the presence of metal iron**

[1]Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava, Slovakia; [2]Inst. of Inorganic Chemistry, Slovak Academy of Sciences, Bratislava, Slovakia

To predict the long-term properties of clay barriers in high-level nuclear waste (HLW) repository, it is essential to study the interactions between clay minerals, and more especially smectite, and metal iron. Studies of iron-clay interactions have shown the systematic destabilization of the initial clay material and the subsequent crystallization of reaction products. The aim of the present work was to investigate smectite stability in the presence of metal Fe.

In our experiments the <2 μm fraction of Na-saturated smectites (SAz-1, STx-1, SBCa-1, SWa-1, SCa-3) was used for interaction with iron powder (Fe^0). The experimental mixtures of smectite/iron powder/distilled water = 1.5 g/1.5 g/70 ml were prepared in an glove-box (N_2 atmosphere). A batch experiment was performed at 75 °C for 35 days in oxygen-free system. The reaction products were examined by X-ray diffraction (XRD), infrared spectroscopy (IR), HRTEM, BWA method.

In all reacted samples the residual metal Fe was present together with newly-formed magnetite. Small amount of 1 : 1 phyllosilicates and lepidocrocite was formed too. All diffraction peaks of smectite decreased significantly. Significant changes were observed in the octahedral sheet of smectites. These spectral changes are consistent with dehydroxylation and changes in bonding between tetrahedral and octahedral sheet. Fe oxide and oxyhydroxides were formed consequently from OH groups. BWA technique reveals decreasing of crystallite thickness of smectites after experiments. The same result was confirmed by HRTEM. The layer charge was determined by methylene blue method. During experiments the layer charge of all smectites decreased as documented by increased amount of monomers and H-dimers.

S. OZDÍNOVÁ: **Biostratigraphic and paleoecological interpretation of the Veľké Kršteňany borehole (Upper Nitra region) based on the calcareous nannofossils**

Geological Inst., Slovak Academy of Sciences, Bratislava, Slovakia

The Veľké Kršteňany borehole is situated in the Upper Nitra Paleogene basin, belonging to the Inner Carpathian Paleogene Basins.

In the Eocene sediments from the Veľké Kršteňany the calcareous nannoplankton was studied for the biostratigraphical and paleoecological purposes. The studied assemble of the calcareous nannofossils was quantitatively and qualitatively rich.

Nannoplankton zones NP 12–NP 16 (sensu Martini, 1971), characteristic for Middle and Upper Eocene deposits, were determined.

In the basalmost part of the borehole the Nannoplankton Zone NP 12 – *Tribrachiatus orthostylus* was recognized, basing on the presence of the species *Ellipsolithus macellus* and *Tribrachiatus orthostylus*. This species have last occurrence on the top of this zone.

The Zone NP 13 – Discoaster lodoensis was recognized in the interval between samples VK 013 and VK 08 basing on the absence of *Tribrachiatus orthostylus*. This species has its last occurrence on the top of zone NP 12.

The Zone NP 14 – *Discoaster sublodoensis* was recognized basing on the appearance of *Laneternithus minutus*, which have his first occurrence on the base of Zone NP 14. In this zone radiated bloom of the family *Discoasteraceae* – with more than 10 % partition in the assemblage, which is indicated by EECO (Early Eocene Climatic Optimum; Agnini et al., 2006). The most common species were *Discoaster barbadiensis* and *D. saipanensis*.

The top of *Discoasteraceae* – bloom was recognized in the samples VK 08–VK 05. In the next samples their number decreased.

The Zone NP 15 – *Chiphragmalithus alatus* was recognized as a very poor nannofossil assemblage in the interval between samples VK 4–VK 10. In this zone, diskoasters were very rare, replaced by placoliths, such as *Dictyococites bisectus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus* and *Reticulofenestra* sp.

The Zone NP 16 – *Discoaster tani* nodifer was assigned basing on the presence of *Helicosphaera compacta*, which is characteristic for the upper part of the Zone NP 16. This zone was designated for the interval VK 1–VK 15.

Foraminifers were also studied by Soták (2007) with comparable results. In the interval VK 015–VK 02 Soták recognized Middle Eocene – Ypresian, foraminiferal biozone P9 with species *Subbotina* (*T*) *boweri*. The interval VK 02–VK 8 was assigned as Lower-Middle Lutetian with foraminiferal zones P10–P11, with characteristic species *Acarinina cuneicamerata*, *A. bullbrooki*, *A. interposita*, *A. matthewsae*, Upper Lutetian – foraminiferal biozones P11–P12 with significant species *Morozovella aragonensis*, *M. crater*, *M. spinulosa* and Upper Lutetian – Bartonian, foraminiferal biozones P13–P14, with species *Acarinina* (*T.*) *topilensis* and *Morozovelloides crassata* (Soták, 2007).

Basing on the study of the calcareous nannofossils in the Veľké Kršteňany borehole we can reconstruct the paleoenvironment. The nannofossil assemblage characterizes the period before EECO (interval between samples VK 015–VK 08), EECO – period, characterized by the *Discoasteraceae* – bloom (interval between samples VK 08–VK 4) and cooling term (from samples VK 5).

L. PIXOVÁ: **Engineering-geological conditions on stage highway D1 between Budimír and Bidovce**

Fac. of Mining, Ecology, Process Control and Geotechnology, Technical Univ., Košice, Slovakia

Proposed highway construction of stage D1 Budimír – Bidovce directly connects to existing highway D1 Prešov – Budimír and is 13.7 km long. Route leads to the south from existing ending, next to village Budimír up to village Košické Olšany, where heads east and goes ahead up to crossroad, which is south of the village Budimír. The aim of this study was to give information about geological setting of the region, its engineering-geological and hydro-geological conditions, and stability of the stage of the highway, as well as engineering-geological and geotechnical evaluation of proposing stage of highway and main objects, such as open cuts, road embankments and assemble the map of engineering-geological zoning at a scale 1 : 10 000. Final map was made up in 300 m wide belt that is 300 m on each side from planning axis of the highway. Map of engineering-geological zoning offers image of individual districts of the region with detailed physical and mechanical characteristics of Quaternary sediments and rocks and subsoil of pre-Quaternary age. The engineering-geological map and statistic values can be a valuable aspect in realization of engineering-geological exploratory works, designing and construction of given engineering work as well as other building objects in given region.

A. ROGÓŻ and E. KOSZOWSKA: **Fe-Ti oxides in Lower Paleozoic rocks from Będkowska valley, near Cracow**

Inst. of Geological Science, Jagiellonian Univ., Cracow, Poland

The studied oxide minerals occur in the Lower Paleozoic rocks, drilled in the Będkowska valley, situated at the boundary zone of the Małopolska and Upper Silesia Blocks. These primarily sedimentary rocks have been altered in the orthoclase-cordierite hornfels, hornblende hornfels and albite-epidote hornfels facies of contact metamorphism connected with a granitoid intrusion.

It was found that the ore minerals are represented by sulphides (pyrite, pyrrhotite) and oxides (magnetite, ilmenite, rutile and Fe-Ti oxides, which are the phases of the ilmenite-hematite solid solution). The parageneses of opaque minerals depend on the change of thermal and redox conditions. Pyrite is the most common ore mineral, being present in all above mentioned facies, whereas the remaining minerals occur in the altered rocks, formed under conditions of the orthoclase-cordierite-hornfels facies.

The oxides of the ilmenite-hematite solid solution consist from lamella, which contain different amounts of Fe and Ti. These lamella are hemoilmenite (0.55–0.85 mol.% Ti) and ilmenohematite lamella (0.2–0.45 mol.% Ti) in composition and they were formed during a decrease of crystallization temperature. The presence of the association: hemoilmenite + ilmenohematite + magnetite indicates that the metamorphic changes occurred in the temperature range 550–680 °C, representing the most thermally altered zone.

K. RUBTSOVA: **Neogene paleochannels of the Black Sea-Caucasian region and their relationships with location of hydrocarbons**

Fac. of Geology, Lomonosov Moscow State Univ., Moscow, Russia

The reduction of traditional structural collectors (anticline rises) found in the North-Black Sea shelf and in the Fore--Caucasus has caused searching for another required types of hydrocarbon collectors in particular lithologic and stratigraphic types. At present the collectors formed in channel terrigenous sediments of buried river paleovalleys look the most perspective. The lithologic structural characters of these paleochannels sediments determine the existence of sizeable areas with high porosity and, as a sequence – the good-quality collector rocks within them. Buried river paleochannels are widespread in the Miocene sediments in the West and Central Fore-Caucasus, the Crimea Mountains and the Shatsky swell (the Black Sea water area). The characteristic paleogeographic features of the Eastern Black Sea region in the Neogene time were coastal alluvial valleys; paleorivers streamed down from growing the Great Caucases orogene. Many well-known oil and gas fields in the West Fore-Caucasus are concerned such with the buried channel's sediments. Taking into account the widely developed clayey sediments with high content of organic substance in this region (such as the Maikopian Series), the sediments of paleochannels, including the same in the Shatsky swell region, are quite perspective from the point of view of oil-fields searching.

D. SALA and G. RZEPA: **Preliminary results of geochemical investigations of landslide lakes in the Babia Góra National Park**

Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH--Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland

Babia Góra (Diablak) is the highest summit of the Polish Western Carpathians chain, reaching 1725 m above sea level. The massif is built of flysch sediments of the Upper Cretaceous–Paleogene age. The entire mountain is within the Babia Góra National Park. Within the Polish part of the BPN there are about 19 natural still water reservoirs, formed mostly by landslides. They are located mainly on the forested northern slope of the mountain (the lower and upper forest belts). Only the highest three ponds belong to the dwarf–pine belt. Fall waters reinforce these small lakes (up to ca. 450 m^2) and for this reason most of them are periodical in character, being usually completely evaporated during summer. The aim of this study is the estimation of pollution in particular ponds. For this purpose, 12 water as well as bottom sediment samples were collected. Electrolytic conductivity (EC), pH and temperature of the water were measured in situ. Detailed chemical analyses, including main cation and anion concentrations, trace metal levels and selected physicochemical parameters were also performed.

It was determined that the waters are acidic to neutral (pH 4.08–7.44) and with low mineralization – the EC values range from 22 up to 225 μS/cm. Most of them are of calcium–bicarbonate type. The high COD values ranging from 8.0 up to 238 mg O_2/L indicate the presence of large amount of organic matter. The minor and trace element concentrations are usually very low. Only iron reaches elevated levels in most cases (up to 1.6 mg/L). Several samples contain rather high Mn and Al concentrations, up to 0.3 mg/L and 0.9 mg/L, respectively. Therefore, preliminary results suggest that the landslide ponds are not polluted and elevated values of some parameters are probably related to natural geochemical processes.

M. SIMCIKOVA: **DAG 391 meteorite as a product of basaltic volcanism on asteroid (4)Vesta**

Fac. of Science, Charles Univ., Prague, Czech Republic

In the light of current knowledge, we expect the occurrence of basaltic rocks on terrestrial planets and also on the asteroid (4)Vesta, as evidenced by the resemblance of the spectra of this asteroid and probably its meteorites – eucrites. Basic differences in basaltic formations in the Solar system are caused by different P-T conditions and different activity of volatiles. The polymict eucritic breccia DaG 391 (Grosssman, 1999), which was found in 1997 in the Libyan desert, has not yet been thoroughly studied. Eucrites, in general, have less Mg and alkali in comparison with mantle sources of the Earth and Moon, and are also depleted of K, Na. Like other eucrites, DaG 391 is relatively rich in Fe. There are sharp-edged basaltic clasts (18 mm in diameter) in the grey matrix, with rare presence of gabbroic clasts and with spherical glass inclusion (0.3 mm). Ruptured grains show signs of low degree of shock metamorphism. The gabbroic part consists of basic plagioclase ($An_{76–90}$) and pyroxenes with ferrohypersthene and ferroaugite lamella (composition of low-Ca pyroxene is $Wo_{1–4}En_{30–72}F_{30–67}$). Olivine does not occur in gabbroic clasts. Accessories include ilmenite, troilite, Cr-spinel and SiO_2 phase. The second clast type represents basalt with hemicrystallic matrix. Olivine is present as rare porphyric crystals ($Fa_{49–61}$). Pyroxenes have analogous chemical composition, often zonal with Fe enriched margins. Accessories are represented by ilmenite, troilite, SiO_2 phase, chromite and rare zircon. It is obvious that a similar material forms most of the observable surface of Vesta or vestoids (smaller pieces of the asteroid thrown to space by cosmic bombardment and sometimes crossing the Earth's orbit). The study of basaltic achondrites leads to the understanding of the processes of accretion, heating, melting,

fractionation and differentiation of their parent bodies, which play an important role in the research of the formation the Earth as well as other terrestrial planets.

S. SITEK: **Temporal and spatial variability of tetrachloroethene and trichloroethene concentrations in aquifer system MGB Gliwice**

Fac. of Earth Sciences, Univ. of Silesia, Sosnowiec, Poland

It is almost fifteen years since chloroethenes pollution was detected in the major groundwater basin (MGB) Gliwice. The contaminations were found in the Tarnowskie Góry area where the Triassic carbonate aquifer is recharged. This situation causes a serious problem, because pollution of trichloroethene (TCE) and tetrachloroethene (PCE) can easily spread with the flow of groundwater across the aquifer. The aim of this work is to evaluate spatial and temporal concentration variations of TCE and PCE in groundwater of MGB Gliwice. The longest observed data are for groundwater intake "Staszic". Although the investigation of concentration chlorinated solvents in groundwater comes from the years 1994–2007 it still does not reveal downward trend of concentration TCE and PCE in aquifer. Some wells situated in the probable area of pollutant sources present continuing upward tendency, which concludes that the transport of pollutions into saturated zone is not finished. The contaminant plum is widespread on the west and northwest direction according to the main path flow in carbonate aquifer. Variability of TCE and PCE in MGB Gliwice should be continuously monitored to predict risk of contaminating another groundwater intake. MGB Gliwice supplies 72 173 m^3/h drinking water which shows the importance of abound aquifer, especially when even the smallest amount of concentrated TCE and PCE in groundwater of above 10 µg/dm^3 rendering water supplies is unusable for drinking and agricultural purposes.

B. SOPKOVÁ, J. HLAVATÁ and R. PROCHÁC: **Sarmatian depositional environment of the Northern Vienna Basin**

Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava, Slovakia

Study area is located in the northern part of the Vienna basin in the vicinity of Hrušky structure (SE Czech Republic). The Sarmatian sedimentary record of the Central Moravian Depression (CMD) contains fully preserved alternating sand and clay deposits displaying gradual transition from marine to freshwater depositional environment. In the central part of the CMD the Sarmatian sediments reach the average thickness 850 m. The record of examined sediments represents one third order cycle of the relative sea-level change, which can be identified in the entire area of the Vienna basin. This cycle is assigned to Haq´s TB 2.6 cycle.

Apart from this main third order cycle, based on the well log responses and seismic data interpretation, additional higher-order cycles can be recognized. Sarmatian sedimentary fill is divided into two four order cycles; the Lower Sarmatian Sa1 cycle of marine character and Upper Sarmatian Sa2 cycle revealing evidently freshwater features.

Whereas the Lower Sarmatian units deposited in quiet conditions during transgression exhibit lower rate of clastic input, the Upper Sarmatian units display dynamic sediment supply in brackish to freshwater environment during the sea-level highstand.

Recognized cycles of relative sea-level change are more or less comparable with the development in the southern Slovak part of the Vienna basin.

Acknowledgement. The authors are greatly indebted to EUROGEOLOGIC a.s. for providing access to well log and seismic data. This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contract No. LPP-0120-06.

M. SOŚNICKA, A. SZLEMP and S. SUMARA†: **Evolution of the Salt Dome Dębina up to the Upper Cretaceous**

Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH-Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland

The salt dome Dębina is situated in the central part of the Kleszczów tectonic graben. It is built of Zechstein salts which intrude into the Wartanian tills (Middle Pleistocene). We have analysed lithostratigraphic logs of more than 700 boreholes, which were rendered accessible by the authorities of the open-cast brown coal mine "Bełchatów".

Selected lithostratigraphic horizons (the base of gypsum-clayey cap rocks, horizons of condensed sedimentation within Upper Cretaceous rocks, erosional scours in Tertiary strata) were presented in structural maps created in the Surfer 8 programme. The database was worked out in the Microsoft Excel 2000.

The analysis shows that close to the main salt body that builds the dome, the lower salt culminations occur additionally, hitherto not described in the literature. They occur both on the east and west of the salt diapir, making the structure of the Dębina salt dome more complicated. Above the cap rocks, within Upper Jurassic strata, salt motions are evidenced by lithological differences within sediments of the same age, for instance the oolithic limestones and their facies counterparts, i.e. detrital limestones. Salt motions within Upper Cretaceous strata are documented by condensed sedimentation horizons of either hard- or soft-bottom type in Coniacian-Santonian rocks. Sediments enriched in drilled phosphorites and penetrations testify to shallowing of the sedimentary basin. Salt rising in the Tertiary is well portrayed by numerous erosional scours. We conclude that the analysed salt bodies revealed rising motions in the Jurassic and Upper Cretaceous, well before the main episode of movement in the Miocene.

Acknowledgement. Authors express their thanks to scientific adviser: Dr. Ewa Szewczyk.

P. SPANEK: **Modern methods of mineral deposits evaluation**

Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava, Slovakia

Calculation and evaluation of reserves is very important for economic evaluation and price determination of mineral deposit. We should apply modern methods of mineral deposits evaluation, which are used nowadays, to reach good results in calculation of reserves.

In geological research the geostatistical methods are used already several decades, but their application in Slovakia started only some years ago. Geostatistics is an inevitable tool in solving of many problems in geology of mineral deposits. The results of geostatistics are used in calculation of reserves and economic evaluation of mineral deposit.

Geological information, which was obtained by exploitation, has to be analysed all the time, therefore geographical informations systems (GIS) were introduced to the modern geological research. Application of GIS is also very significant in evaluation of mineral deposit.

Modelling and presentation of the mineral deposit body in GIS environment has many advantages in comparison with classical maps in paper form. Data of the mineral deposit are connected with themes in our project interactively and therefore we can find the blocks or parts of the mineral deposit with specific conditions.

New methods in economic evaluation of mineral deposits (calculation of reserves exerted in many variants, price determination of mineral deposits) represent complicated task, which depends on many factors. Economical evaluation of mineral deposits represents very important part of geological research in each country.

K. STANECZKO: **Current problems in paleontological education at high schools and the future of geological studies in academical departments**

Fac. of Earth Sciences, Univ. of Silesia, Sosnowiec, Poland

The main aim of education at high schools is preparing youth to raise individual decisions. The educational reform introduction (1999), which still raises abundant discussions, creates new possibilities to academies, in which such department as geology may have some difficulties.

Among the first year attending students of geology at the University of Silesia, ¾ leaved grammar school, while the rest leaved technical schools. There are persons among those ¼ of students, which were able to begin the geology studies after the mentioned earlier reform. It has added the biology lessons and has made the geography subject range more wide. 90 % of respondents claims, they were interested in geology already at secondary school.

Precisely this student's group presence at geological studies may take the risk of drop in education quality. Among the last years students we observed alarming symptoms, which are indicative of educational wants. There are a lot of reasons of such situation, among other things – the educational equipment lack, such as fossils. Almost half of respondents (students and pupils) declares that there was no paleontological collection at their schools and the remaining part did not know if such collection existed there. 50 % high school teachers claim, that there is no problem to create the collection, but it has no reflection in reality. Alike teachers, pupils and students call attention to relevance comparing theory with practice.

Maybe it is supposed to be paid attention on closer cooperation between university and secondary schools in order to provide continuity of education.

I. STRÍČEK, V. ŠUCHA and P. UHLÍK: **Bentonite stability testing using the mock-up experiment**

Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava, Slovakia

The mock-up experiment simulates vertical placement of radioactive waste in the underground repository. Relatively small model is basically a stainless steel cylinder (400 mm diameter and 600 mm height), simulating a section of gallery in which the radioactive waste will be disposed. The cylinder is equipped with a 140 mm diameter central tube, in which heating elements – simulating the heat produced by the waste – are placed. Heating temperature is 120 °C. The annular gap between the central tube and the outer lining is backfilled with pre-compacted bentonite blocks. Major part of blocks is made of pure Ca-Mg bentonite from Jelšový Potok deposit and the other from Lieskovec deposit, both milled into <250 μm fraction. Some blocks contain either 5 % of pyrite concentrate to simulate pyrite presence in a gallery host rock or 5 % of powdered elementary iron to determine iron--bentonite interactions (iron components in gallery).

In the host rock the bentonite water saturation occurs naturally. In the experimental mock-up the hydration is ensured from the external water source. Water is distributed using 23 hydration holes placed outside of the backfill block. The water chemistry is based on the composition of the original water present in the most perspective area for geological radioactive waste repository in Slovakia.

Changes in temperature, pressure and relative humidity are continuously measured and recorded in order to be in the position to assess long-term stability of bentonites used in the experiment.

M. STRYCHARCZYK: **Porous clay heterostructures (PCHs) based on montmorillonites as large-pore materials for selective catalysis**

Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH--Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland

Layered silicates used in catalyst design are represented by the family of smectites. Material used in this study represents less than 2 μm fraction of montmorillonite extracted by

sedimentation from Milowice and Jelšovy Potok bentonites.

The mineralogical compositions of the material were studied by X-ray diffractometry (XRD). The microstructures were studied by scanning electron microscopy (SEM). Specific surface areas were determined from adsorption isotherms by applying BET and Langmuir equations.

The starting material was the Na-montmorillonite. Long-chained Quaternary ammonium cations (surfactants) are introduced onto the clay solid by exchange with the Na^+ ions in the first step of PCH's synthesis. A second step is an intercalation of the co-surfactants or neutral amines in the clay interlayer region. Upon addition of the Si-source, tetraethylorthosilicate, the amines and surfactants form micellar templates. A dense Si-network is formed *in situ* on the clay host, basing on the polymerization of the silicate species. Removal of the surfactant by calcination leaves a mesoporous solid with thermally stable pores of widths in the range 14–22 Å.

These materials, so-called porous clay heterostructures, might provide new opportunities for the rational design of heterogeneous catalysts and extend the field of application into processes of redox nature.

B. STYRNOL: **Selected technological quality of coal seam from the "Koźmin" lignite deposit (KWB "Adamów")**

Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH-Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland

The "Koźmin" – Central Field lignite deposit, which is being prepared for exploitation, is situated on the Polish Lowland, in north-east part of Łódź Syncline. Researched lignite deposit belongs to 1 Middle Miocene Lignite Group. During research around 300 boreholes were used. The geological structure of the seam is mostly regular. Thickness of seam varies from 0.2 meter in eastern part, up to 13 meters in the western part. Average total moisture in "Koźmin" deposit is 51 mass per cent. The value of this parameter varies from 30 % in western part of deposit to around 62 mass per cent in the east.

The lignite of "Koźmin" deposit is of first technological quality. It contains average 51 mass per cent total moisture, 11.5 mass per cent of ash recalculated to dry basis. Calorific value recalculated to total moisture, the ash basis of it is in average 9330 KJ/kg (2230 kcal/kg). The most caloric are northern and western parts of deposit. Average content of total sulphur, recalculated to dry basis, is 0.42 mass per cent, which means a low content of total sulphur.

According to international standards (ECE-UN 2003), lignite code from "Koźmin" deposit is: Ortho-Lignite (huminic low B) 25 51 23 04, and in Polish classification it is: Soft Brown Coal 21,2 N-9.0/14 PN-81/G-97051.01.

K. SZOPA and A. GAWĘDA: **Monazites associated with schlieren from granitoid rocks (the High Tatra Mts.)**

Fac. of Earth Sciences, Univ. of Silesia, Sosnowiec, Poland

Several types of enclaves were distinguished in the granites in the High Tatra Mts. There were found two types of schlieren, which could be produced by mineral sorting during magma flow and they could be remnants after partial melting of the metapelitic xenoliths (Szopa et al., 2007). The enclaves in mafic parts contain accessory minerals as: monazite, zircon, xenotime, thorite, huttonite, apatite, allanite, REE-epidote, titanite and opaque minerals.

The monazites connected with enclaves reach 30–170 μm in size, and are enclosed in most cases by biotite, quartz, alkali feldspar or plagioclase. The monazite crystals can be classified as monazite-(Ce). The average concentrations of the elements have the following values: ThO_2 = 1.66–8.47 wt.%; UO_2 = 0.05–1.56 wt.%; PbO = 0.03–0.39 wt.%; Y_2O_3 = 0.39–3.34 wt.%; La_2O_3 = 11.28–16.25 wt.%; Ce_2O_3 = 24.55–31.33 wt.%; Pr_2O_3 = 2.76–3.55 wt.%; Nd_2O_3 = 10.53–13.91 wt.%; Sm_2O_3 = 1.38–2.97 wt.%; Gd_2O_3 = 0.60–2.45 wt.%; Dy_2O_3 = 0.03–1.07 wt.%. Some grains of monazite reveal also the concentrations of CaO up to 1.98 wt.% and SiO_2 up to 1.39 wt.%, respectively. Based on monazite chemical composition, according to CHIME (Montel et al., 1996) procedure, mostly Variscan ages were obtained. The episode dated at 260 Ma is also present. Sometimes, evidences of metasomatism and hydrothermal transformations of monazites are observed. In some cases, monazites show a loss of LREE, and replacement of them by Y+HREE. This can be interpreted as an evidence of the metamorphic overprint.

M. SZYDŁOWSKI: **Stone artefacts from early Bronze settlement in Bruszczewie 5, near Kościan**

Adam Mickiewicz Univ., Poznań, Poland

Excavations on position 5 in Bruszczewo were led by Z. Pieczyński from 1964 to 1968 and next again in 1995 under direction of J. Czebreszuk. The presented collection of artefacts was gained during the first phase of investigation in the 1960s. All stone artefacts connected with the early Bronze Age settlements phase were analysed. The material structure of collection was estimated on the basis of macroscopic and microscopic analyses for selected part of artefacts. Altogether 90 stone objects were subjected to macroscopic analysis. In presented work among 90 analysed objects of 13 categories of relics were distinguished with respect to the form and traces of use. The early Bronze Age settlement in Bruszczewo is situated in Lowland zone, which is free from natural deposits of rock material. Living here prehistoric communities used to production of stone tools first of all the local erratic material, transported through glacier from terrain Skania. The present analysis confirms the early Bronze Age stone production dominating with erratic sandstones, beside essential part of granite. This article presents the first phase of the wider conceived researches over early Bronze Age stone work on settlement in Bruszczewo. Studies of this topic, being enlarged by analyses of the source materials, still continue.

V. ŠIMONOVÁ and D. PLAŠIENKA: **Tectonic evolution of Krížna nappe in the Strážov Mts.**

Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava, Slovakia

The Strážovské vrchy Mts. provide a possibility for the study of originally distant sections of the Zliechov unit in a comparatively small area. The deformation in Jurassic--Lower Cretaceous sediments resulted in the intensive development of the secondary foliation, so-called cleavage S1. Initial phase of compression, including inversion of the Zliechov basin basement, was accompanied by shortening of upper sedimentary successions during sub-horizontal orientation of the principal stress axis σ_1 (Prokešová, 2002). This phase advanced by the layer parallel shortening including development of a steep and fan-wise cleavage. The modification of the cleavage orientation, as it can be seen today, was caused by the vertical compression and simple shearing. In general we can say that the cleavage as a secondary foliation originated during the deformational state D1, in the initial compression phase, connected with intensive shortening of the basement of Zliechov basin. This deformational style is not in an agreement with the concept of "digitation" and the large recumbent folds (Maheľ, 1985), and we understand them as a result of the deformation during the final emplacement of the nappe body.

Acknowledgement. This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contracts No. APVV-0465-06.

Ľ. ŠTRBA and J. JANOČKO: **Sedimentological analysis of Lúžna Formation in Litvor´s groove, High Tatra Mts.**

Fac. of Mining, Ecology, Process Control and Geotechnology, Technical Univ., Košice, Slovakia

The High Tatra Mts. represent young positive structure modified by several geological processes. Research of these processes is complicated because of inaccessible terrain but there are some places allowing investigation in these hard conditions. One of these areas is Litvor's groove representing a lateral promontory of Biela voda valley, near border between Slovakia and Poland. At this place there is a contact between the crystalline complex of Tatricum and its Mesozoic envelope. The crystalline complex is mainly represented by leucogranites and the Mesozoic envelope is represented by Lower Triassic and Jurassic sediments. The sedimentological research was focused on Lúžna Formation mainly represented by quartzites. Inside the formation we differentiated eight lithofacies: massive conglomerate with matrix-supported structure, normally graded conglomerate with matrix--supported structure, massive quartzite sandstone, quartzite sandstone with hummocky cross stratification, through cross bedded quartzite sandstone, ripple cross laminated quartzite sandstone, quartzite sandstone with parallel lamination, and parallel laminated siltstone. These facial associations indicate shallow-water deposits of the sediments comprising the Lúžna Formation.

Acknowledgement. This contribution is a part of the grant VEGA No. 1/3061/06.

Ľ. ŠTRBA, M. PREKOPOVÁ, J. JANOČKO and S. JACKO: **Sedimentological analysis of storm deposits: Case study from Miocene deposits, Romanian Flysch Zone**

Fac. of Mining, Ecology, Process Control and Geotechnology, Technical Univ., Košice, Slovakia

Romanian Flysch Zone groups together cover nappes built up essentially of sedimentary formations detached from their primary basement and overthrusted eastward above the underthrust Foreland. This work presents results of an investigation of the Flysch in Maneciu, south from Ploiesti, county Prahova as a part of research of Carpathian Flysch Zone. Studied area is predominantly built by fine--grained sandstones and claystones. Using method of lithostratigraphical logging there were studied hundreds of meters of outcrops from sedimentological point of view and the logs were used as primary data for sedimentological analysis. We described eleven lithofacies: massive conglomerate with matrix-supported structure, normally graded conglomerate with matrix-supported structure, symmetrically graded conglomerate with matrix-supported structure, coarse-grained massive sandstone, massive sandstone, parallel laminated sandstone, ripple cross laminated sandstone, through cross bedded quartzite sandstone, sandstone with hummocky cross stratification, parallel laminated siltstone, and parallel laminated claystone. Hummocky cross-stratification, planar lamination, and ripple stratification reflect deposition in shallow-marine, storm-influenced environment with southern sediment transport as indicated by paleocurrent data.

Acknowledgement. This contribution is a part of the grant VEGA No. 1/3061/06.

J. ŠURKA: **Depositional environments of the Borové Formation from the Orava and Liptov basins**

Geological Inst., Slovak Academy of Sciences, Banská Bystrica, Slovakia

The contribution deals with depositional environments of the basal formation of the Central-Carpathian Paleogene Basin in the Orava and Liptov areas. The sedimentological study has been carried out at the eight sections of the Borové Fm. (Biely Potok near Ružomberok, Komjatná, Zázrivá and Oravice). Due to these latest data, we found that each studied locality represents different sedimentary environment. Generally, sediments of the Borové Fm. have softened character upward, which corresponds to transgressive sequence according

to Soták et al. (2001). There was found also an abnormal succession at profile "Ježov vrch" on the Oravice locality and also at profile "Čremoš 1" on the Zázrivá locality. Deposits from these localities most probably represent sediments of protected lagoon. In the bottom part of the Borové Formation we found sediments belonging before transgression among deposits of the alluvial fans and delta fans, which do not occur at all of the studied profiles. Close-grained shallow marine shoreface sediments begin to appear in the upward direction of the profiles. These sediments are rich in fossil remnants (nummulitic sandstones) and show bioturbations in the uppermost part of the formation. Sediments in the uppermost part of the Borové Formation change into grey clays of the Huty Formation with the exception of "Čremoš 2" profile, where the Borové Formation changes erosionally to Pucov Conglomerates. Coarse-grained sediments of the Borové Formation are located at the edge of the Západné Tatry Mts. and Chočské vrchy Mts., with the exception of "Ježov vrch" hill. The sediments located westwards are close-grained, what can be explained by the progressive lowering of segmentation relief.

M. UDIČ and S. JACKO: **Sandstone dikes in the Rača Unit of the Slovak Outer flysch belt**

Fac. of Mining, Ecology, Process Control and Geotechnology, Technical Univ., Košice, Slovakia

Using geological mapping in the studied area we localized the Zlín Formation, situated in north-eastern part of the area of Outer Western Carpathians, around 10 km south of the Svidník, near the Nová Polianka village. In the Zlín Formation (Middle–Upper Eocene) we have distinguished 3 types of lithofacies – sandstone lithofacies (Makovica sandstones), sandstone-mudstone lithofacies and mudstone lithofacies. Sediments represent part of a deep-marine deposition system as well as depositional environment of the submarine slope. Sandstone intrusions in the Zlín Formation were interpreted in terms of their geometry and relating to ambient sediments. Their distribution is connected only with massive mudstone, in which they extend in two vertical directions. We suggest, that occurrence of the synsedimentary sandstone dikes is the evidence of extensional opening slits in time of depositions of sediments of the Magura basin. They were probably injected during synsedimentary tectonic movements connected with the earliest stage of flysch deformation in this part. This assumption is supported by the presence of synsedimentary structures, which are documentations of the active basin margin. These are the synsedimentary slide solids in overhead part of the Makovica sandstones and the presence of the sediments distribution channel. This indicates the orientation of local dynamic evolution in time of their formation.

L. VAROVA: **Beryllium mineralization in greisens of Pitkyaranta ore field**

St. Petersburg State Univ., Sankt Petersburg, Russia

Apo-scarn and apo-gneiss greisens in Pitkyaranta ore field were formed in conditions of reduced temperatures and undersaturated solutions (in comparison with classic topaz-mica greisens).

The sources of beryllium are Salmi rapakivi granites. Berillium minerals appear in associations already under primordial concentration of beryllium 1 g/t in granites.

Time sequence of changing beryllium minerals during the repeated passing solution over enclosing strata is:

In apo-gneiss greisens: Beryl+phenacite → Chrysoberyl+phenacite → phenacite+bromellite→bertrandite. Temperature maximums of appearance beryllium minerals are: beryl – 400°, phenacite – 450°, bromellite – 400°, chrysoberyl – 350°, bertrandite – 200°.

In apo-gneiss greisens: chrysoberyl→gelvin (?) → phenacite+bromellite. Temperature maximums: helvin (?), phenacite – 450°, bromellite – 400°, bertrandite – 200°.

L. VIZI: **Towards to the multivariate modelling of the spatial phenomenon**

Fac. of Mining, Ecology, Process Control and Geotechnology, Technical Univ., Košice, Slovakia

The information available on a natural phenomenon is rarely limited to the values assumed by a single variable over a set of sample points. Most real studies involve more than one variable. Direct measurements of the primary attribute, or variable under study, are often supplemented by secondary information originating from other related categorical or continuous attributes, or secondary (auxiliary) variables. Taking some random examples, we note that climatic variables depend on an elevation of area under study, or that permeability values are related to porosity ones, and so on. The greatest challenge in the spatial modelling is "an integration" of different sources of information, describing the same phenomenon in different ways. But the real theoretical challenge is: How can we model the relationships between different variables in a globally coherent manner? And practical challenge is: How can we infer this model from an often undersampled data set? Geostatistics, and its multivariate techniques, provides space and tools to build such consistent models. Except general cokriging, extending kriging to multivariate interpolation for non-exhaustive secondary information integration, there are another, more sophisticated, methods for spatial data integration for exhaustive secondary information available at all locations being estimated like DEM or geophysical survey.

Acknowledgement. Presented study was supported by VEGA grants Nos. 1/3351/06 and 1/0222/08

M. VLACIKY: **Hunting came of the Gravettian site in Trenčianske Bohuslavice (Slovak Republic): Human activities on the faunal material**

Fac. of Natural Sciences, Masaryk Univ., Brno, Czech Republic

The processed osteological material comes from the culture layer of Trenčianske Bohuslavice investigated in 1981–1986, encompassing 478 m^2 of the studied site. The village Trenčianske Bohuslavice is located at middle course and right bank of the Váh river, a few km NNW from the center of town Nové Mesto nad Váhom. The site is situated W from the village on the right bank terrace of the Bošáčka creek, which is covered by loess. The radiocarbon dates clustered around 25 500–22 500 years BP, placing the site in the Willendorf--Kostenkian.

The determined animals belong to the following species: *Rangifer tarandus*, *Equus germanicus*, *Mammuthus primigenius*, *Vulpes lagopus*, *Bos*/*Bison* sp., *Ursus arctos*, *Canis lupus*, *Castor fiber*, *Coelodonta antiquitatis* and *Cervus elaphus*. Based on the number of found bones and teeth, the reindeer's ones dominate, followed by the horses and those of the mammoth. Other mammal species are rare.

We focused on recording species and element identifications of all mammal remains, with special emphasis on the modifications visible on the bones. Especially were studied the traces of human activity connected with the processing of the hunted animals (cut marks, impact traces, fragmentarization). Whenever such traces were identified, the mammal species, the type, and the description of the modifications were recorded.

The largest number of human modifications on the bones was found on reindeer remains and most of them are cut marks. One of the most distinctive features of the reindeer remains is that no complete long bone was found at this site. Presence of all parts of the reindeer skeletons may indicate that complete carcasses were transported to the site. Intentional human activity is apparent also on mammoth bones.

M. WDOWIN and H. KUCHA: **Determination of the new mineral cell parameters in the triclinic system**

Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH--Univ. of Science and Technology, Cracow, Poland

The examined new mineral ($Cu_9Pb_{0.5}Fe_{0.4}S_6$) occurs in sulphide-calcite veins cutting black shale in the Kupferschiefer deposits Lubin, Poland.

In order to determine minerals unit cell parameters, X-ray diffraction (XRD), Gandolfi camera and single crystal measurement by transmission electron microscope (TEM) technique were performed. Such kinds of examinations represent a procedure for finding correct values of cell parameters.

From X-ray diffraction, d (interplanar distance) values and preliminary unit cell parameters a, b, c were obtained, suggesting triclinic or monoclinic symmetry. On the basis of 100, 010 and 001 electron diffraction patterns, d values and α, β, γ angles were determined. d values were calculated for both the triclinic and monoclinic systems. Measured and calculated d values (from X-ray diffraction, electron diffraction patterns and calculated values) were compared. Finally, unit cell parameters were fitted and their values were close to the following $a_0 = 7.40$, $b_0 = 8.29$, $c_0 = 9.30$ and $\alpha = 86°$, $\beta = 95°$, $\gamma = 89°$, respectively.

As a result of applied procedure, new mineral was assigned to triclinic symmetry owing to better fitting to triclinic than monoclinic system.

Acknowledgement. The investigation was financially supported by AGH University of Science and Technology research, Project No. 10.10.140.304.

S. WOŁKOWICZ and P. DOBEK: **Problems with development of postindustrial areas in Warsaw**

Polish Geological Inst., Warsaw, Poland

The research aimed a valorization of environment in the part of the Róża Luksemburg Polish Lamp Factory in Warsaw. This fragment of the factory, consisting of around 11-multi-storey building and land around it, was exposed to a long term industrial activities. Today it is abandoned. Future plans intend to rebuild it into flats. The presented study focuses on assessing the pollution level within building's concrete and soils around it. Concrete samples were collected from floors, walls and ceilings. Soil samples were taken from 6 boreholes (sampling levels: 0.0–0.3 m, 0.3–2.0 m and >2 m). In 14 concrete samples and 14 soil samples were determined heavy metals (As, Ba, Cd, Co, Cu, Mo, Ni, Pb, Sn, Zn, Hg, W). Mineral oils, PAHs and BTEX were determined in soils. Determinations of elements were conducted with the XRF and CV-AAS methods, mineral oils, PAHs, BTEX with spectrometry. Concentrations of heavy metals in the concrete of building are locally very high (Hg – 37 mg/kg, W – 482 mg/kg, Zn – 3326 mg/kg, Ba – 826 mg/kg, Cu – 35 mg/kg), what corresponds with historical production. The studies have shown diversifications of elements in soil around the building. In 7 from 14 samples concentrations of Hg, Ba, Cu, Ni, Pb, Zn, Sn and W were higher then Polish standards (correspondingly: 14.2 mg/kg, 634 mg/kg, 193 mg/kg, 101 mg/kg, 806 mg/kg, 687 mg/kg, 50 mg/kg and 20 mg/kg). However pollution with heavy metals locally varies and their concentration falls down with depth. Concentration of mineral oils, PAHs, BTEX in soils suits the norms.

Our research has demonstrated that building and its nearest land could not be used on housing aims. High pollution level of elements is too dangerous for human life.

M. WYSZOMIERSKI: **Sedimentological analysis of fluvioglacial and fluvial sediments in the southern edge of Ciechanowska Upland and their interpretation**

Fac. of Geology, Warsaw Univ., Warsaw, Poland

The investigated area is located on the border of Ciechanów Upland and Warsaw Basin in the vicinity of longitudinal Narew valley. Lower, 8-meter part of Izbica

profile is developed as varved clays (connected with older series of "Warsaw ice-dammed lake") and underlying, differential sandy series. Varvograms show the presence of 1 centimeter thick dark layers as a rule and light layers 1–4.5 cm thick. The occurrence of abnormal 17 cm thick light layer points at supplying sandy sediments to ice-dammed basin. Underlying sandy series are developed as massive sands and gravels, sands and horizontal sands and sandy fines. Cumulative curves show long, gently inclined parts of traction and steep parts of saltation. Coarse-grained sediments are characterized by poor and very poor standard deviation. The mineral-petrographic composition analysis revealed the quartz domination and few percent presences of feldspar, crystalline stones and micas. Attendance both matt grains and shiny and non-rounded grains provide an information about changeable environment of extraglacial or/and proglacial rivers before developing the ice-dammed lake.

Deviata česko-slovensko-poľská paleontologická konferencia

9th Czech-Slovak-Poland paleontological conference

Varšava 11.–12. 10. 2008

JOZEF MICHALÍK, Geologický ústav SAV Bratislava

Na podnet prof. R. Brzobohatého vznikla na prelome milénií myšlienka obnoviť populárne česko-slovenské paleontologické semináre (posledný bol v roku 1988 na Slovensku v Ružbašskej Miľave). Tieto semináre boli vynikajúcou domácou základňou na výmenu vedeckých poznatkov a platformou na organizovanie odbornej spolupráce, ale podmienky na ich usporadúvanie sa zmenili. Personálna základňa výskumníkov v paleontológii sa zmenšila a vývoj vedy v zjednocujúcej sa Európe a v globalizujúcom sa svete vyžaduje oveľa širšie založenú a komplexnejšiu spoluprácu.

Od začiatku organizovania série každoročných odborných stretnutí bola snaha vtiahnuť do diskusií odborníkov zo susediacich krajín hovoriacich blízkymi slovanskými jazykmi. Komunikácia v materinskej reči bez zreteľnej jazykovej bariéry je jedinečnou príležitosťou pre paleontológov z Česka, Slovenska a Poľska a umožňuje diskusie o širokom okruhu aktuálnych otázok a problémov v neformálnej, „domácej" atmosfére.

Konferencie sa konajú striedavo na území zúčastnených krajín – Praha 2000, Hodonín 2001, Bratislava 2002, Ostrava 2003, Bratislava 2004, Olomouc 2005, Brno 2006, Bratislava 2007, Varšava 2008.

Na Deviatej česko-slovensko-poľskej paleontologickej konferencii sa priamo zúčastnilo 58 odborníkov z Poľska, 12 zo Slovenska, 27 z Českej republiky, 2 z Ruska a 1 z Maďarska (dovedna 100, ale na príprave príspevkov sa zúčastnilo až 127 autorov). Organizátorom stretnutia bol prof. Andrzej Gaździcki, Dr. Maria Bittnerová a Dr. Andrzej Pisera z Paleobiologického ústavu Poľskej akadémie vied na Twardej ulici vo Varšave, kde sa konferencia aj konala. Rokovanie počas dvoch dní vyplnil program dvanástich sekcií a tvorilo ho 79 prednášok. Počas neho sa vystriedali témy orientované na paleozoickú až kvartérnu taxonómiu, funkčnú morfológiu, paleoekológiu, biostratigrafiu, paleoproduktivitu a paleobiogeografiu takmer všetkých skupín fosílnych organizmov. Prednášky doplnila bohatá posterová sekcia, ktorá pokryla povrch stien všetkých chodieb ústavu.

Návrh, aby sa jubilejný 10. ročník konferencie v roku 2009 konal na banskobystrickom pracovisku Geologického ústavu SAV, bol prijatý potleskom.

Utwory przełomu jury i kredy w zachodnich Karpatach fliszowych polsko-czeskiego pogranicza Żywiec 27.–29. september 2008

Jurassic–Cretaceous boundary formations in western part of the Outher Flysch Carpathians on the Polish–Czech borderland

JOZEF MICHALÍK, Geologický ústav SAV Bratislava

Konferenciu v holeli Maxim v Żywci, ktorá nadväzovala na program projektu 456 IGCP, organizoval Dr. Michał Krobicki a Dr. Renata Jach z Banícko-hutníckej akadémie v Krakove. Bolo to stretnutie 42 geológov z Poľska, 6 zo Slovenska, 2 z Čiech a 1 z Ruska. Program zameraný na hraničné jursko-kriedové uloženiny Vonkajších Západných Karpát na česko-poľskom pohraničí tvorilo 24 referátov sprevádzaných postermi, pracovné stretnutie projektu a panelová diskusia o budúcnosti projektu. Všetky prezentácie prednesené v materinskom jazyku prednášajúcich sa stretli so živým ohlasom a diskusiou, ktorú bolo zväčša treba predčasne končiť, aby sa dodržal stanovený program. Medzinárodná účasť zabezpečovala vysokú úroveň referátov. Tie priniesli množstvo údajov týkajúcich sa paleogeografie, petrografie vulkanitov, sedimentárnej geochémie, magnetostratigrafie a seizmostratigrafie, litostratigrafie, sedimentológie, biostratigrafie a paleontológie súvrství predmetného veku.

Terénna časť konferencie bola venovaná stratigrafickej, sedimentologickej a paleogeografickej tematike jurských súvrství na poľskej aj moravskej strane Sliezska. Prvou lokalitou bol skalnatý breh riečky Sola pri Żywci, kde vrstvy těšínskeho vápenca prerážajú dajky limburgitov. Druhá lokalita, lom Goleszów, odkrýva čierne vendrynské bridlice. Krásne odkryvy těšínskeho vápenca poskytuje jamový lom Lesna (obr. 1). Na moravskej strane účastníci exkurzie študovali prieniky těšínitov cez spodnokriedové bridlice v riečisku Ostravice pri Baške a Kunčičkách. Pereje Ostravice poskytli možnosť študovať spodnokriedovú sekvenciu hradištského, veřovického a lhoteckého súvrstvia. Lom Mazák poskytol možnosť študovať ostravický pieskovec s mazáckymi (pestrými godulskými) vrstvami v nadloží.

Nasledujúci deň bol venovaný štúdiu štramberského vápenca vo veľkolome Kotouč pri Štramberku (obr. 2). Prof. Vašíček uviedol zložitú históriu štúdia týchto uložení, ktoré boli podkladom na definovanie titónskeho stupňa v 19. stor.

Problém hraníc a sekvenčnej stavby celého telesa bol, žiaľ, aj po stopäťdesiat rokov štúdia predmetom kontroverzných názorov a dodnes nie je vyriešený. Na konferencii bol schválený návrh, aby sa vzhľadom na výsledky prezentované slovenskými autormi konferencia Jurassica 2009 konala na Slovensku (Smolenice, Vršatec).

Útvary jursko-kriedového rozhrania v západnej časti flyšového pásma Západných Karpát na poľsko-českom pohraničí

Obr. 1. Účastníci exkurzie po hraničných jursko-kriedových útvaroch na sliezsko-moravskom pohraničí pri prehliadke lomu Lesna v spodnokriedových tešínskych vápencoch.

Fig. 1. Participants of excursion on Jurassic–Cretaceous boundary formations in Silesian-Moravian borderland observing the Lower Cretaceous Těšín limestones in Lesna quarry.

Obr. 2. Počas exkurzie navštívili účastníci aj historickú typovú lokalitu titónskeho stupňa – rífové vápence vo veľkolome Kotouč pri Štramberku.

Fig. 2. During excursion the participants visited also historical type locality of Tithonian – reef limestones in the stone-pit Kotouč at the town Štramberk.

Jedna (vraj) slušná reakcia na nepodpísanú poznámku

Pred niekoľkými mesiacmi som sa po dlhom zaváhaní rozhodol niektorým prispievateľom do odborného časopisu Mineralia Slovaca a do jeho prílohy Geovestník pripomenúť, že do redakcie posielajú aj rukopisy s rovnakými alebo približne rovnakými jazykovými, ba ešte častejšie – čo je ťažko pochopiteľné – terminologickými nedostatkami. Vyzerá to tak, že si svoje už redakčne upravené príspevky pozorne nečítajú a pokračujú v tom, že to za nich opakovane (aj desaťročia, a to nepreháňam) musí naprávať niekto iný. Kde-tu sa nájde aj príspevok, že ho treba prerobiť úplne nanovo, lebo nemá ani hlavu, ani pätu (na to ešte nepovedal ani slovo nik).

Niektorí prispievatelia na moje poznámky nereagovali, veď to som ani nechcel, iní tvrdo a hrdo redakčným pracovníčkam viacerými komunikačnými cestami (aj modernými) oznamovali, ako im jazykový redaktor kaličí ich výsostne odborné, ba vedecké texty, a jeden autor (hoci autorov príspevku bolo v tom prípade viac) sa dokonca pod reakciu veľmi zreteľne podpísal (aj keď ju – na jeho šťastie – publikovať nežiadal). Dotknutému autorovi som ešte predtým dobromyseľne a bez akéhokoľvek zlého úmyslu napísal päť nasledujúcich poznámok.

„1. Autori – nie prvý raz – píšu *Lúčanská Malá Fatra*, hoci nič také na Slovensku nie je. Kodifikácia žiada používať názvy typu **Ďumbierske Tatry**, nie *Ďumbierske Nízke Tatry*, **Krivánska Fatra**, nie *Krivánska Malá Fatra* atď."

Reagujúci autor odpovedal: „a) Geografická komunita na čele s E. Mazúrom vytvorila slovenské názvy pohorí. Zrušila Západné Tatry, Východné Tatry a Belanské Tatry." Moja odpoveď: „Nie som odborník ani veľký milovník Tatier, ale **Západné Tatry** a **Východné Tatry** som reagujúcemu autorovi ochotný na príslušnej mape (v teréne nie) kedykoľvek ukázať, lebo tam naozaj sú. S *Belanskými Tatrami* to bude naozaj horšie, lebo my Slováci už dlhé desaťročia poznáme iba **Belianske Tatry** a za každého, kto to v rámci zákonitostí spisovnej slovenčiny nepochopil, sa náramne hanbíme..."

Na ďalšie – tzv. logické argumenty – sebavedomého autora odpovedám všeobecne známym (dúfajme, že aj vedcom) konštatovaním, že vlastné mená (propriá), a geografické názvy nimi naozaj sú, majú v prvom rade identifikačnú funkciu, môžu sa meniť, lenže iba oficiálnou kodifikáciou, čo sa prejaví aj na oficiálnom dokumente, ale nie podľa nejakého náhodného – aj keď múdreho – chodca. Inak by to viedlo k chaosu. Zrozumiteľnejšie povedané: **Ján Prteľka** je **Jánom Prteľkom** až do chvíle, keď sa oficiálne (úradne) premenuje napr. na **Jozefa Polovzdelaného**, a to sa musí zachytiť na oficiálnom dokumente (napr. aj v občianskom preukaze alebo v dačom podobnom). Argumentácia turistickými sprievodcami, ktorú vytasil protestujúci autor, má asi takú silu ako názvy lyžiarskych stredísk, ktoré nám v zime ukazuje televízia. Pravda, vyjadriť nesúhlas s kodifikáciou, vyčitovať jej chyby či nelogickosť možno, ale až do príslušnej vedomej a oficiálnej zmeny sa musí rešpektovať.

Druhá moja pripomienka je z odborného hľadiska zo všetkých najdôležitejšia. Znie takto: „2. Anglický termín je **fluid**, ale jeho slovenský ekvivalent **fluidum**. Používať jednu aj druhú podobu v slovenskom odbornom texte (čo robia najmenej piati slovenskí geológovia) je terminologický zločin. Autori sledovaného rukopisu majú v texte spojenie *za spoluúčinku fluidov*, čo predpokladá základný gramatický tvar *fluid* (v slovenčine nie je), a na konci príspevku spojenie **fluidá**, čo predpokladá základný tvar **fluidum**. A to druhé je v poriadku. Tak (autori) neprípustne miešajú gramatické mikrosystémy, lebo *fluid* – keby taký termín v slovenčine bol – by sa skloňoval podľa vzoru dub, ale **fluidum** sa skloňuje podľa vzoru mesto. Neškolím autorov, ale čudujem sa." A naozaj veľmi.

Aká bola autorova odpoveď? Verte, neverte – nijaká! Pochopil to? Vie, o čo ide?

3. moja poznámka: „Oficiálny termín je **klinozoisit**, nie *klinozoizit*, je **zoisit**, nie *zoizit*, je **magneziohorblend**, nie *magnéziohorblend* (pri obr. 10 je správna podoba). Vie autor o tom, že jestvuje nejaká kodifikácia, že sú **Slovenské názvy minerálov** (Ozdín a Uher) a že predtým boli **Slovenské názvy minerálov** od Koděru et al. A tie nevymysleli lingvisti, ale sú dielom spomenutých odborníkov a v odbornej literatúre sa majú, ba musia rešpektovať.

Autorova reakcia bola aj v tomto prípade nulová.

4. moja poznámka: „**Matrix** je oddávna ten, nie tá a skloňuje sa pravidelne podľa vzoru dub. Vôbec to nie je novinka. Je to len dôsledok toho, že autori „prelievajú" chyby z jedného nanič textu do druhého. V rukopise je spojenie „*...zodpovedajú v matrix horiny*", ale malo byť „**v matrixe horniny"**. Z bežnej jazykovej aj z odbornej literatúry je to známe, lenže autori sa v mene odbornosti spoliehajú radšej na slangom pozliepané texty (a tých je neúrekom). Aj na túto poznámku zabudol protestujúci autor odpovedať.

Moja 5. poznámka je čisto jazyková: „Sloveso *doprevádzať* nie je v slovenčine spisovné už najmenej polstoročie, ale v textoch geológov (nielen ich) sa presypáva z textu do textu (je aj v rukopise, na ktorý reagujem). Správne je **sprevádzať**. Je prirodzené, že **sprevádzať** nie je termín, ale bežné korektné slovenské sloveso, čo by mal vedieť každý absolvent základnej školy."

A myslíme si, že to protestujúci autor uznal? Nenapísal o tom ani ň.

Moja všeobecná záverečná poznámka podčiarkuje, že by sa nad obsahom môjho textu (naozaj nepodpísaného, lebo som nemal záujem byť publikačne „činný" za každú cenu, aj takých býva dosť) mali autori (napísal som aj iným) v záujme dobrej veci a naozajstnej vedy zamyslieť. Stav je totiž taký, že aj autorovi opravíme 999 chýb (čo je zrejmá hyperbola) správne, no v jednom prípade nie najlepšie alebo aj – a to sa stáva dosť často – dokonca zle, hneď je oheň na streche a autor je „odborník, akého ešte Slovensko – dnes by som už módne spomenul aj Európu – nevidelo."

Autor zrejme nevie, že nie je na svete sám a jediný, a tak na moje poznámky zareagoval absolútne nepochopiteľne takto:

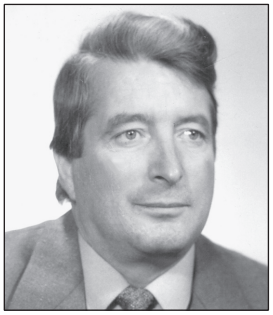
„Tá predposledná veta v danom texte ma osobne uráža. Ja som sa nikdy nepovažoval „za odborníka, akého ešte Slovensko nevidelo": Mám len svoj názor. A žiadny z mojich čiastkových odborných názorov (a bolo ich dosť v tých vyše 200 publikáciách) doteraz nikto slovne ani písomne nevyvrátil."

A ja sa úplne na záver pýtam: A bola o tom vôbec reč?

Pavol Kušnír

Jozef Hricko sedemdesiatročný

V týchto dňoch sa sedemdesiatich rokov dožíva významný slovenský geofyzik RNDr. Jozef Hricko, CSc.



Jubilant v rokoch 1944–1953 základnú školu absolvoval v rodnom meste, v rokoch 1953–1957 Strednú priemyselnú školu geologickú a banícku v Spišskej Novej Vsi a v rokoch 1957–1962 študoval na Katedre aplikovanej geofyziky Prírodovedeckej fakulty Karlovej univerzity v Prahe. Doktorandské štúdium absolvoval na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave.

RNDr. Jozef Hricko, CSc., po skončení univerzitného štúdia začal pracovať v bratislavskom geofyzikálnom stredisku n. p. Geologický prieskum v Žiline, ktoré sídlilo v Roykovej pasáži. Zaoberal sa projektmi najrozmanitejšieho zamerania – vyhľadávaním prameňov obyčajnej, minerálnej a termálnej vody, rúd, nerúd aj uhľovodíkov.

Oslávenec bol častým členom aj vedúcim zahraničných expedícií – napr. v rokoch 1969–1973 sa zúčastnil pri hľadaní podzemnej vody v sudánskej provincii Kordofan, v rokoch 1976–1981 zdrojov podzemnej vody v provincii Kaduna v severnej Nigérii a v rokoch 1986–1989 pri hľadaní rudných ložísk a diamantov v severnej Sýrii.

Najvýznamnejšími domácimi projektmi, ktoré Dr. Jozef Hricko, riešil, boli ekologické megaprojekty, a to Bratislava – životné prostredie, abiotická zložka, a Košice – biotická a abiotická zložka životného prostredia (v slovensko-luxemburskej spolupráci).

Jubilant vykovával významné riadiace funkcie. V bratislavskom závode Geofyziky Brno bol vedúcim oddelenia a hlavným geofyzikom a v a. s. GEOCOMPLEX (právny nástupca bratislavského závodu n. p. Geofyzika Brno) riaditeľom marketingu.

Jubilant bol generálnym riaditeľom indicko-slovenskej spoločnosti Technip Geocomplex India Private, Ltd, v Novom Dillí, ktorú sám založil v roku 1992.

RNDr. Jozef Hricko, CSs., je členom mnohých slovenských aj zahraničných geologických spoločností a združení.

Adrián Panáček

Jubilanti SGS

Významné životné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 2009

Päťdesiatroční jubilanti

RNDr. Renáta Adamcová, PhD.	18. 2. 1959
RNDr. Anton Auxt	30. 3. 1959
RNDr. Juraj Franko	3. 8. 1959
RNDr. Ľubomír Hraško	16. 6. 1959
Doc. Ing. Juraj Janočko, CSc.	10. 10. 1959
RNDr. Stanislav Jeleň, CSc.	19. 1. 1959
RNDr. Juraj Michalko	2. 1. 1959
RNDr. Alexander Nagy, CSc.	13. 11. 1959
RNDr. Peter Šefčík, PhD.	8. 3. 1959

Šesťdesiatroční jubilanti

Doc. RNDr. Pavel Fejdi, CSc.	9. 8. 1949
RNDr. Ján Mikuška, CSc.	11. 2. 1949
RNDr. Adrián Panáček	26. 7. 1949
RNDr. Kamil Rozimat, CSc.	10. 11. 1949

Sedemdesiatroční jubilanti

Doc. RNDr. Rudolf Holzer, CSc.	11. 4. 1939
Prof. RNDr. Stanislav Jacko, CSc.	10. 12. 1939
RNDr. Peter Kabina	12. 5. 1939
Prof. RNDr. Igor Rojkovič, DrSc.	17. 8. 1939
RNDr. Jozef Vozár, DrSc.	11. 4. 1939

Sedemdesiatpäťroční jubilanti

RNDr. Eva Šamajová, CSc.	23. 2. 1934
Doc. RNDr. Dionýz Vass, DrSc.	30. 10. 1934

Osemdesiatroční jubilanti

RNDr. Rudolf Kušík, CSc.	4. 9. 1929

V mene celej geologickej verejnosti všetkým jubilantom srdečne blahoželáme a do ďalších rokov želáme veľa tvorivých síl a dobré zdravie.

RNDr. Ladislav Šimon, PhD.
predseda SGS

Plán činnosti SGS na rok 2009

Bratislavská pobočka SGS

Podujatia organizačne zabezpečujú L. Šimon, M. Kohút, P. Uher, J. Michalík a F. Marko

Február
Prednáška: *Masív Ditrau (Rumunsko)*

Marec
Prednáška: *Eurogranity 2008*

Apríl
Geologická vychádzka do Devínskych Karpát
Prednáškové popoludnie: *Výsledky neotektonického výskumu Slovenska a štruktúrno-tektonickej analýzy strižných zón*

Jún
Exkurzia na Putikov vrch

September
Inžiniersko-geologický terénny seminár

November
Fórum mladých geovedcov

December
8. predvianočný seminár SGS
Nové poznatky o stavbe a vývoji Západných Karpát
Spoluorganizovanie výstavy minerálov a fosílií v Slovenskom národnom múzeu

Banskobystrická pobočka SGS

Podujatia organizačne zabezpečuje R. Pipík

Január
A. Biroň: *Štruktúrny model correnzitu: zmiešanovrstevnaté kryštály vs. základné častice*
J. Soták: *Modely depozície menilitového súvrstvia z pohľadu možných analógií k sapropelitom Stredozemného a Čierneho mora*

Apríl
Jarný seminár
Prof. Bitušík: *Subfosílne rozsievky a pakomáre v sedimentoch tatranských jazier: paleolimnologická rekonštrukcia zmien prostredia*
Prednáška z Matematického ústavu SAV: Matematik pre geológov

Október
Geologická exkurzia do okolia Banskej Bystrice

November
P. Andráš: *Možnosti rekultivácie a remediácie háld v Ľubietovej*
R. Milovský: *Tektonika SZ Iránu*

Košická pobočka SGS

Podujatia organizačne zabezpečujú Z. Németh, S. Jacko ml. a R. Farkašovský

Marec
Prednáškové popoludnie SGS a Asociácie ložiskových geológov
Nové poznatky o geologickej stavbe a surovinovom potenciáli východného Slovenska

Jún
Geologická vychádzka do okolia Košíc

November
Prednáškové popoludnie SGS a Asociácie inžinierskych geológov
Východné Slovensko – geologická stavba a geofaktory ŽP

Oznam

V zmysle uznesenia valného zhromaždenia Slovenskej geologickej spoločnosti z 11. decembra 2008 sa ročný poplatok pre jej členov na rok 2009 upravuje na 6 €. Zľavnené členské pre dôchodcov a študentov sú 3 €.

L. Šimon, predseda SGS

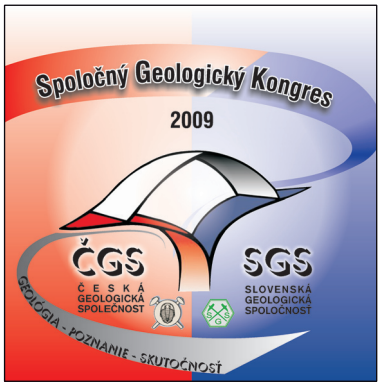
Spoločný geologický kongres Slovenskej a Českej geologickej spoločnosti

GEOLÓGIA – POZNANIE – SKUTOČNOSŤ
Zem – planéta, na ktorej žijeme

Bratislava, Malé Karpaty, Pálava
Slovenská a Česká republika
30. september – 4. október 2009

Na úvod

Slovenská geologická spoločnosť a Česká geologická spoločnosť Vás pozývajú na spoločný geologický kongres, ktorý bude 30. septembra až 4. októbra 2009 v priestoroch Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave.



Slovenská geologická spoločnosť (SGS) nadväzuje na tradície Uhorskej geologickej spoločnosti, založenej v roku 1848, a Československej spoločnosti pre mineralógiu a geológiu (ČSMG), ktorá vznikla v roku 1923 a celoštátne zjazdy organizovala od roku 1933. SGS sa ako samostatný subjekt konštituovala v roku 1967 a od roku 1991 má právnu subjektivitu.

V rokoch 1933 až 1993 sa konalo 27 zjazdov ČSMG a SGS. Po vzniku Slovenskej republiky SGS zorganizovala štyri vlastné zjazdy – Spišská Nová Ves 1995, Bratislava 1997, Banská Štiavnica 2001, Zemplínska šírava (Medvedia hora) 2005.

Spoločný kongres SGS a ČGS v roku 2009 bude 32. celoštátnym podujatím týchto spoločností na území Českej a Slovenskej republiky, 12. organizovaným na Slovensku, 15. počas existencie SGS, 5. v ére Slovenskej republiky a bude to prvý spoločný kongres SGS a ČGS po vstupe Českej republiky a Slovenskej republiky do Európskej únie.

Česká geologická spoločnosť je dobrovoľná výberová organizácia združujúca vedeckých, pedagogických a odborných pracovníkov v širokom spektre geologických vied, ako aj študentov a záujemcom o geológiu. Jej predchodcom bola – podobne ako na Slovensku – Československá spoločnosť pre mineralógiu a geológiu, založená v roku 1923. ČGS združuje odborníkov rozličného zamerania v geológii s cieľom rozvíjať ich odbornú, pedagogickú a praktickú činnosť. Svojimi aktivitami zasahuje aj do pedagogickej a odbornej geologickej problematiky v Českej republike a medzinárodne reprezentuje geologické vedy prostredníctvom Českého národného geologického komitétu, ktorého činnosť podporuje. Svoje akcie koordinuje aj s ďalšími odbornými vedeckými inštitúciami a spoločnosťami v Českej republike a spolupracuje so zahraničnými odbornými spoločnosťami rovnakého zamerania. Spolupráca so SGS je v rámci tejto činnosti prioritou.

Po vzniku Českej republiky sa konali tri zjazdy ČGS – Adamov 1993, Slavonice 2005, Volary 2007.

Garanti kongresu

Ľubomír Hraško – Dušan Plašienka – Jozef Michalík

Zdeněk Venera – Petr Kraft – Václav Cílek

Organizátori

Slovenská geologická spoločnosť
Česká geologická společnost

Členovia organizačného výboru

SGS: L. Šimon, predseda; M. Kohút, P. Uher, Z. Németh, D. Ozdín, Ľ. Iglárová, I. Broska a J. Madarás

ČGS: P. Budil, M. Ivanov, K. Verner, M. Bubík, D. Buriánek, M. Kováčik a P. Tomanová Petrová

Tematické zameranie sekcií

1) petrológia, geochémia, mineralógia
2) historická geológia, paleontológia
3) stratigrafia, regionálna geológia, tektonika
4) aplikovaná geológia
5) informatika, GIS a DPZ

Exkurzie

V rámci spoločného geologického kongresu 2009 budú štyri.

A) exkurzia Geológia Malých Karpát
B) geologicko-pešia exkurzia cez hrebene Malých Karpát
C) autobusovo-geologická exkurzia na Pálavu
D) významné geologické lokality Devínskych Karpát a vinná Malokarpatská cesta

Prednášková a posterová prezentácia

Vyžiadané prednášky budú trvať 30 minút, ostatné 15 minút (12 + 3 min.). Oficiálnym jazykom kongresu bude slovenčina a čeština.

Abstrakty a články

Recenzované rozšírené abstrakty (1–2 s., stĺpcová tlač) budú publikované v zborníku Konferencie – Sympóziá – Semináre ISBN 978-80-89343–19-5 a vybrané príspevky v časopise Mineralia Slovaca, 4, 2009.

Umiestnenie kongresu

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava, Slovensko

Poplatky

Orientačná výška konferenčného poplatku pre členov SGS a ČGS je 40 €

Študentom sa poskytne zľava 30 %

Poplatky zahŕňajú organizačné náklady, registráciu, zborník a zľavy pre študentov

Dôležité dátumy

31. 1. 2009 predbežná registrácia bude on-line na www.geologickykongres.eu
15. 2. 2009 2. cirkulár
15. 4. 2009 doručenie príspevkov
30. 4. 2009 definitívna registrácia a platba

Podrobné informácie sú www.geologickykongres.eu

Kontaktná adresa: geologickykongres@geologickykongres.eu

Oznam

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra na redakčnej rade 29. 10. 2008 upravil cenu predplatného časopisu *Mineralia Slovaca* na rok 2009. Predplatné vrátane DPH bolo upravené takto:

Ročné predplatné:	pre jednotlivcov	–	14,12 €/425,50 Sk
	pre členov Slovenskej geologickej spoločnosti a fyzických členov geologických asociácií	–	11,92 €/359,50 Sk
	pre organizácie v SR	–	16,86 €/508,- Sk
	pre organizácie v ČR	–	27,94 €/735,- Sk
	Cena jedného čísla vrátane DPH	–	2,74 €/82,50 Sk
	Cena dvojčísla	–	5,48 €/165,- Sk
			+ poštovné

Konverzný kurz 1 € = 30,1260 Sk

Opätovne upozorňujeme na zmenu e-mailovej adresy knižnice a predajne geologickej literatúry v regionálnom centre ŠGÚDŠ Košice: secretary.ke@geology.sk a redakcie *Mineralia Slovaca:* mineralia.slovaca@geology.sk

Geology of Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland

Authors: D. Vass, M. Elečko, V. Konečný (eds.), A. Vozárová, J. Vozár, J. Lexa, J. Pristaš, P. Kubeš, M. Filo†, J. Bodnár, Ľ. Husák, M. Zakovič†, J. Lacika, M. Krippel, V. Linkeš†

Issued by the Dionýz Štúr Publishers
State Geological Institute of Dionýz Štúr, Bratislava 2007, 1st edition
284 pages, 14 coloured supplements, 104 figs., 60 tabs., 30 photographs, English resumé
Price: 330 SKK
Distributed by the State Geological Institute of Dionýz Štúr, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava; zuzana.remzikova@geology.sk

Monograph completes the series of monographic issues about the South Slovakian Basin. First monograph from this territory **Geological setting of the Ipeľská kotlina Basin** (Vass, Konečný and Šefara, eds., 1979) was followed by the monograph **Geology of the Rimavská kotlina Basin** (Vass and Elečko, eds., 1989) and third monograph **Geology of the northern slope of the Šahy Elevation** (Vass, ed., 2007), describing the geological setting of the northern neighbour of the Ipeľská kotlina Basin.

The monograph **Geology of Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland** characterizes the territory between Ipeľská kotlina Basin in the west and Rimavská kotlina basin in the east. The presented wide-spectra description was done by the recent and former employees of the State Geological Institute of Dionýz Štúr, representatives of Geological and Geographical institutes of Slovak Academy of Sciences, PriF of Comenius University, Geocomplex, a.s., and the Institute of Pedology and Plant Nutrition. Issuing this monograph the territory of the South Slovakian Basin became one of the best known territories not only from the viewpoint of geological setting.

The first chapter **Lithology, stratigraphy and magmatism** describes the geological setting of the territory built by the rocks of the pre-Tertiary underlier – Veporicum (Slatviná and Rimava formations, Federata Group – Tuhár Development), Gemericum (Gelnica and Ochtiná groups), Meliaticum, Turnaicum (Brusník Formation and the Lower/Middle Triassic sequences) and Silicicum (Lower/Middle Triassic carbonates). The metamorphic and magmatic rocks of the territories south of the Rapovce-Plešivec fault were revealed by the drill FV-1 (Blhovce) and belong to recently undetermined tectonic unit. The drill LR-5 located west of Rimavská Sobota verified in the Tertiary underlier the relict of the post-nappe displacement Upper Cretaceous cover – the Čierna lúka Beds (Campanian).

Tertiary sediments form the base of the Číž Formation (Oligocene, Kiscellian), higher belong to the Lučenec Formation (Oligocene-Miocene, Egerian), Fiľakovo and Bukovinka formations (Lower Miocene, Eggenburgian), Salgótarján Formation (Ottnangian) and Modrý Kameň Formation (Karpatian).

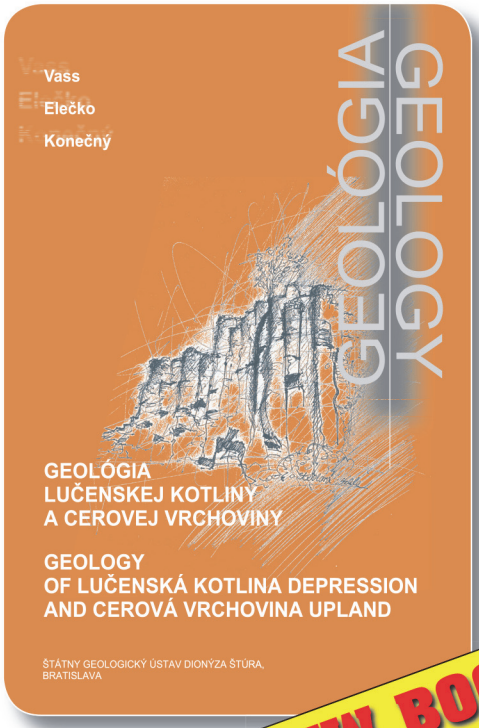
Upper Miocene sediments build the Poltár Formation. The Belina Beds (Pliocene, Romanian) form the underlier of the basalt volcanic flow of Cerová basalt Formation.

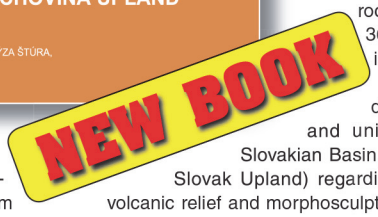
The calc-alkaline and alkaline-basalt volcanic rocks are widely present in the described region: volcanic and volcanosedimentary complexes of Príbel Beds and Vinica Formation (Lower Badenian), Stará Huta Complex of Javorie and Lysec Formation (Middle Badenian – Lower Sarmatian), Pokoradza Fm. (Badenian – Sarmatian), Šiator Andesite (Badenian) and Halič Andesite. Alkaline basalt volcanism is represented by volcanic and volcanosedimentary rocks of the Podrečany basalt Formation (Pontian) and the Cerová basalt Formation (Pliocene--Pleistocene). Quaternary sediments (Pleistocene and Holocene) form irregular cover outcropping in the valleys of Ipeľ and Rimava rivers and their tributaries as well as on uplands – Trebeľov (Biber?) and Husina (Donau) beds.

The descriptions of rocks and geological setting are properly documented by figures, photographs and pen-drawings. The data from drills are documented, resp. summarized in tables and lithological-stratigraphic columns.

The chapter **Geophysical measurements and their interpretations** evaluates the geophysical fields (results of petrophysical, geoelectric, magnetic and gravimetric research and the Earth remote sensing), presenting the maps of the Bouguer anomalies, residual weight anomalies and schemes of the density anomalies, density and magnetic boundary-lines as well as those interpreted from the satellite images, resp. the relief of Pre-Tertiary underlier.

The chapter **Geological setting** presents the interpretation of the deeper crustal levels, the tectonics of pre-Tertiary underlier and Tertiary basin sequences. Described fault systems, division on partial blocks, resp. vault structures are presented in two colour supplements: "Geological-structural scheme of the pre-Tertiary underlier" and "Structural scheme".





The paleogeographic reconstruction of the Tertiary sediments and volcanism in the chapter **Paleogeography** evaluates data of lithology, bioecology, volcanism, tectonics, tectogenesis as well as the geophysical indications also in the frame of global (as well as local) cycle of the ocean and sea level fluctuations. Paleogeography is presented in colour paleogeographic maps in the scale 1 : 200 000 (Kiscellian – Číž Fm., Egerian – Lučenec Fm., Eggenburgian – Fiľakovo and Bukovinka Fms., Ottnangian – Salgótarján Fm., Karpatian – Modrý Kameň Fm., Lower Badenian – submarine volcanism of the Vinica Fm. and intrusion of the hypersthene--amphibole andesite with garnet, Middle Badenian to Lower Sarmatian – Javorie stratovolcano, Lysec volcano and Vepor stratovolcano, Pontian – Poltár Fm. and Podrečany basalt Fm., Pliocene to Pleistocene – Cerová basalt Fm. Besides maps the text contains numerous tables, figures, photographs and pen--drawings, as well as important summary of radiometric ages and magnetic polarity of alkali basalts.

The summarized **Hydrogeological conditions** reflect the geological setting of the region, geomorphological as well as climatic aspects. Defined hydrogeological entities are built with the pre-Tertiary and Tertiary sedimentary and volcanic rocks and Quaternary sediments. Altogether 36 sources of mineral water are described in 13 localities.

The chapter **Geomorphology** describes several geomorphological areas and units (Lučenec-Košice Lowland – South Slovakian Basin, Mátra-Slanec area, Slovak Ore Mts. and Slovak Upland) regarding their morphometry, morphostructure, volcanic relief and morphosculpture. The chapter includes a colour map of the relief types.

Next chapter – **Slope deformations** is focussed on geological structures of volcanic rocks and non-volcanic Tertiary and Quaternary rocks, in lesser extent it considers also structures of pre-Tertiary rocks.

The chapter **Soil** characterizes the soil types and subtypes including the colour soil map. The soil cover reflects the variability of the setting and composition of cover units.

The English resumé and descriptions under tabs., figs. and coloured supplements allow full-value understanding of the text for foreigners.

The text of the monograph refers the **Geological map of the Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland 1 : 50 000** (Vass et al., 1992), being obtainable in the State Geological Institute of Dionýz Štúr.

PÔVODNÉ ČLÁNKY – ORIGINAL PAPERS

Olšavský, M.
Litostratigrafia a sedimentogenéza vrchnopaleozoických súvrství v severnej časti Považského Inovca
Lithostratigraphy and sedimentogenesis of the Upper Paleozoic Formations in the northern part of the Považský Inovec Mts. (Western Carpathians, Slovakia)

Vass, D., Soták, J., Dzúrik, J. & Halásová, E.
Nové poznatky o kenozoickej výplni Lučenskej kotliny
New evidences about Cenozoic fill of the Lučenská kotlina Depression (Southern Slovakia)

Hovorka, D., Spišiak, J. & Mikuš, T.
Veľkozrnné amfibolicko-pyroxenicko-granátové horniny z Malej Fatry
Coarse-grained hornblende-clinopyroxene-garnetiferous rocks from the Malá Fatra Mts. (Western Carpathians, Slovakia)

Šarinová, K.
Identifikácia zdrojových hornín detritických granátov na základe ich chemického zloženia (Západné Karpaty, Slovensko)
Identification of the source rocks of detrital garnets by their chemical composition (Western Carpathians, Slovakia)

Kratochvíl, T., Šucha, V., Adamcová, R., Janega, A. & Mátyás, T.
Minerálne zloženie a fyzikálne vlastnosti alterovaného ryolitového tufu z vybraných ložísk južnej časti Tokajských vrchov (Maďarsko)
Mineral composition and physical properties of altered rhyolite tuff from selected deposits of the southern part of Tokaj Mountains (Hungary)

Chalupová, B.
Sarmatská rybia fauna z vrtu TPM-23B Smolenice (dunajská panva, Slovensko)
Sarmatian otoliths from the borehole TPM-23B Smolenice (Danube Basin, Slovakia)

Križáni, I. & Andráš, P.
Modelovanie perkolácie sedimentov háld a odkalísk banskoštiavnického rudného revíru
Percolation modeling of dump sediments and tailings at Banská Štiavnica ore-field (Western Carpathians, Slovakia)

METODICKO-REŠERŠNÁ ČASŤ – METHODOLOGY AND SUMMARIES

Ivan, P.
Oceánska kôra – jej stavba, zloženie a petrogenéza
Oceanic crust: Its structure, composition and petrogenesis