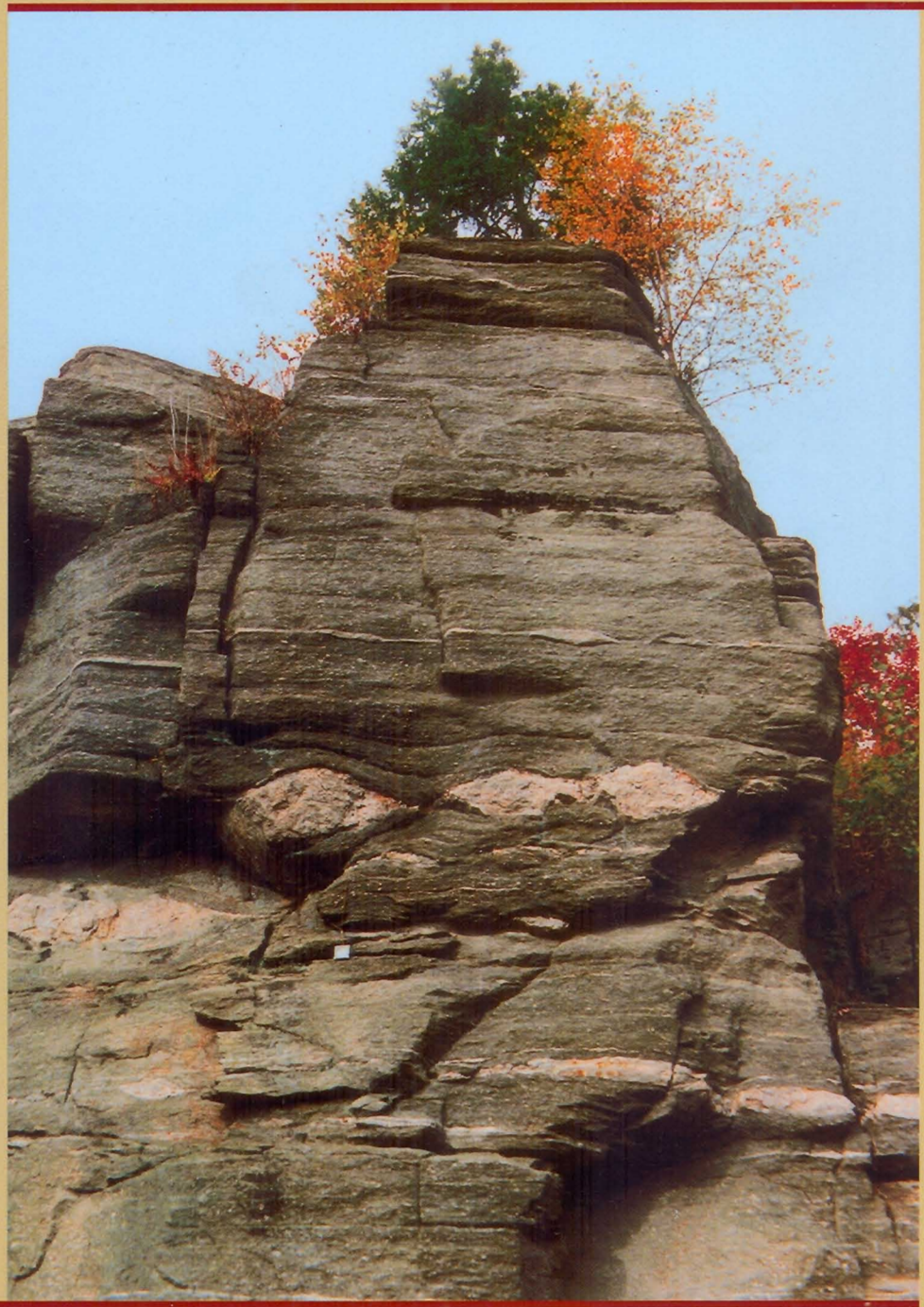
1/38/2006
ISSN 0369 - 2086

Mineralia Slovaca



Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

Mineralia Slovaca

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

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

REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

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

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

REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

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

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza štyrikrát ročne. Vydavateľ: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava. Spracované systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: ALFAPRINT, Vladimír Čižmárik, Thurzova 16, 036 01 Martin
Predplatné v roku 2006 pre jednotlivcov 200,- Sk, pre členov Slovenskej geologickej spoločnosti 160,- Sk, pre organizácie 250,- Sk. Cena jednotlivého čísla je 50,- Sk, cena dvojčísla je 100,- Sk. Časopis možno objednať v redakcii a v knižnici regionálneho centra v Košiciach.
Adresa redakcie: Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Mineralia Slovaca), Jesenského 8, 040 01 Košice. Telefón: 055/625 00 46, fax: 055/625 00 44, E-mail: mineralia@gssr-ke.sk, E-mail knižnica: velgos@gssr-ke.sk

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published quarterly by the Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers.
Subscription for 2006 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Order send to Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Mineralia Slovaca), Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovakia or SLOVART - G.T.G., Krupinská 4, P. O. Box 152, 852 99 Bratislava. Phone: ++421/55/625 00 46, fax: ++421/55/625 00 44, e-mail: mineralia@gssr-ke.sk, e-mail to library: velgos@gssr-ke.sk.

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

Holec, P.
Žraloky (Chondrichthyes, Vertebrata) z Hajnáčky
Sharks (Chondrichthyes, Vertebrata) from Hajnáčka type locality 71

Žecová, K., Siráňová, Z. & Filo, I.
K otázke tzv. polhorského vývoja (kontinentálne sedimenty paleogénu Horehronského podolia)
To the question of so-called Polhora Development (Paleogene continental sediments of the Horný Hron river valley) 77

GeoVestník

Obsah - Contents

Mineralia Slovaca 38 (2006) • 1

Salaj, J.
Microbiostratigraphy of the Gosau development in the Klape Unit, Western Carpathian Paleoalpine accretionary belt
Mikrobiostratigrafia sedimentov gosauského vývoja v klapskej jednotke západokarpatskej paleoalpínskej akrečnej zóny 1

Putiš, M., Sulák, M., Gawlick, H.-J. & Bojar, A.-V.
Infratatrikum Považského Inovca (Západné Karpaty) – geodynamická evolúcia kontinentálneho svahu v susedstve oceánskeho penninika
Infratatricum of the Považský Inovec Mts. (Western Carpathians): Geodynamic evolution of continental margin in the vicinity of the oceanic Penninicum 7

Rapant, S. & Krčmová, K.
Potenciálne zdravotné riziko z As kontaminácie podzemných vôd Slovenskej republiky
Potential health risk from arsenic groundwater contamination in Slovak Republic 29

Bodiš, D.
Vplyv krajinných prvkov na kontamináciu pôdy v Spišsko-gemerskom rudohorí
Influence of the land use on soil contamination in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. 37

Ďurža, O., Dlapa, P. & Ďuriš, M.
Olovo a magnetická susceptibilita v aluviálnych pôdach potoka Štiavnica
Lead and magnetic susceptibility in alluvial soils of the Štiavnica brook 43

Fordinál, K., Zlinská, A. & Siráňová, Z.
Petrografická charakteristika a fauna skalického súvrstvia (sarmat) západného okraja Malých Karpát (Sološnica, Prievaly)
Petrographical characterization and fauna of the Skalica Formation (Sarmatian) of western margin of the Malé Karpaty Mts. (Sološnica, Prievaly) 49

Čerňanský, A.
Nález mastodonta *Anancus arvernensis* CROIZET et JOBERT na lokalite Biskupová v okrese Topoľčany
Finding of mastodon *Anancus arvernensis* CROIZET et JOBERT at the locality Biskupová in the Topoľčany district 61

Holec, P.
Zvyšky korytnačiek rodu *Trionyx* z miocénnych sedimentov Devínskej Kobyly pri Bratislave
Remnants of the turtles genus *Trionyx* sp. from Miocene sediments on Devínska Kobyla hill near Bratislava 67

OBÁLKA: Hrubozrnný až porfyrický granit – granodiorit veporského typu s blokovo-doskovou odlučnosťou pozdĺž subhorizontálnej mylonitickej bridličnatosti s ložnými budinovanými kremenno-živcovými žilami. Rez XZ (paralelne s lineáciou predĺženia minerálov). Veporská dolina asi 1750 m na JV od kóty 1338 Klenovský Vepor. Foto: K. Marsina, 15. október 1991

COVER: Coarse-grained to porphyric granite-granodiorite of Vepor type with blocky-platy disintegration along subhorizontal mylonitic foliation with silly boudinaged quartz-feldspar veins. The cross-section XZ (parallel with mineral stretching lineation). Vepor valley, app. 1750 m to SE from the altitude point 1338 Klenovský Vepor. Photograph: K. Marsina, 15 October 1991

Mineralia Slovaca, 38 (2006), 1–6

Microbiostratigraphy of the Gosau development in the Klape Unit, Western Carpathian Paleoalpine accretionary belt

JOZEF SALAJ

Geological Institute of the Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, 842 05 Bratislava

(Received 8. 2. 2005, revised version 9. 5. 2005)

Abstract

Senonian sediments (Šebešťanová Succession) conformably lie on Middle Cretaceous sediments (Salaj and Samuel, 1966) in the Klape Unit, forming a transgressive Senonian–Paleogene cycle. They were defined as the Gosau Succession (Salaj, 2004). They occur in the Udiča–Jasenica synclinal strip and in the Rašov–Brezové lúčky–Somarica strip (area of Považská Bystrica), where with their basal member, represented by the Rašov Formation (Salaj, 1990a), they are transgreding on various Albian–Cenomanian facies members of the Periklippen zone (erosion in the Turonian, Began, 1962). The author compares them to similar Gosau development of Senonian–Paleogene sediments of the Myjavská pahorkatina Upland (Salaj, 1960a) where this development is transgreding on the "higher Subtatric nappes" (Andrusov, 1959), in contrast to the Klape Unit.

Key words: Gosau facies, Klape Unit, Senonian – Lower Eocene, stratigraphy, paleogeography, foraminifera

Introduction

In the Klape Unit the Senonian sediments were considered by the author as an integral members of the Šebešťanová Succession, being deposited in normal bed sequence from Albian-Cenomanian sediments without break of sedimentation. The main reason of this consideration was the evidence that so-called transgressive Upohlav Conglomerate in the Middle Váh river valley does not belong to the Senonian, but, as an interformational conglomerate it belongs to various stratigraphical members of Middle and Upper Cretaceous flysch complex (Salaj, 1961; Salaj and Samuel, 1966). Coniacian conglomerates near Rašov and Udiča at their base are in tectonic contact with the Albian–Cenomanian strata of the Šebešťanová Succession so that their transgressive character was practically not demonstrable. This character was proved not long ago by the research of the author (Salaj, 2004) and it attracted attention to the occurrence of Senonian–Paleogene Gosau sediments in the Klape Unit.

Stratigraphy

The Gosau facies development in the Klape Unit is found in the area of Udiča – Jasenica in the first case and in the classical Rašov area near Belušain in the second case (Fig. 1; Salaj, 1990b, p. 162).

1. The bed sequence in the Udiča–Jasenica strip is as follows:

a) the Coniacian–Early Santonian Rašov Formation of exotic conglomerates (without algal – coral, hippurite limestones, Salaj, 1995a), with prevalence of redeposited carbonate material, sandy limestones and Cenomanian calcareous sandstones with abundant specimens of the *Rhynchostreon columba silicea* (Lamarck) and Turonian calcareous sandstones, in calcareous cement of which globotrunucanids were found: *Falsomarginotruncana pseudolinneiana* (Pessagno) and *Falsomarginotruncana* aff. *coronata* (Bolli).

This formation originated as a consequence of erosion of the emergent zone and by redeposition of pebble material from the Upper Albian–Lower Cenomanian exotic conglomerates of the Šebešťanová Succession. It forms a distinct conglomerate strip, 30–60 m thick (Pl. 1, Fig. 1 and 2) situated north of Klape elevation (cf. geological map 1 : 50 000, Salaj, 1995c).

b) The Santonian flysch Sromowiec Formation (Pl. 1, Fig. 3), 50–100 m thick, contains a relatively rich microfauna of foraminifers, mainly in marly layers, which predominate over sandstones in ratio about 4 : 1.

The lowermost part of the Sromowiec Formation corresponds with the uppermost part of the Sigalia carpathica Zone, what is also confirmed by the presence of the species *Sigalia carpathica* Salaj and Samuel and *Ventilabrella decoratissima azzouzi* Salaj and Maamouri.

The Middle Santonian succession is represented by microfauna of the Ventilabrella decoratissima Zone (Pl. 3), with the species: *Ventilabrella decoratissima* de Klasz (Pl. 3, Fig. 2), *Stensioeina exsculpta* (Reuss), *Verneuilina tricarinata* d'Orbigny, *Neoflabellina ovalis* (Wedekind), *Marginulina gosae* (Reuss), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Falsomarginotruncana coronata* (Bolli) and *Contavatotruncana concavata* (Brotzen).

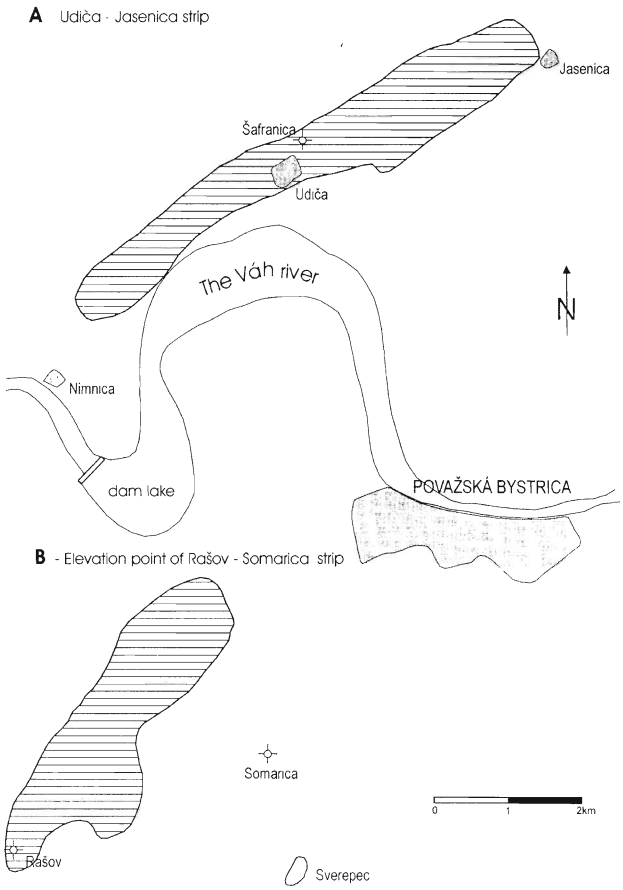


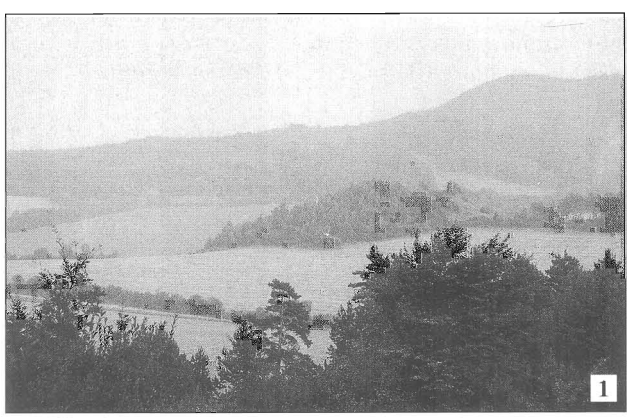
Fig. 1. Sketch map of the occurrences of Gosau sediments in the Klape unit.

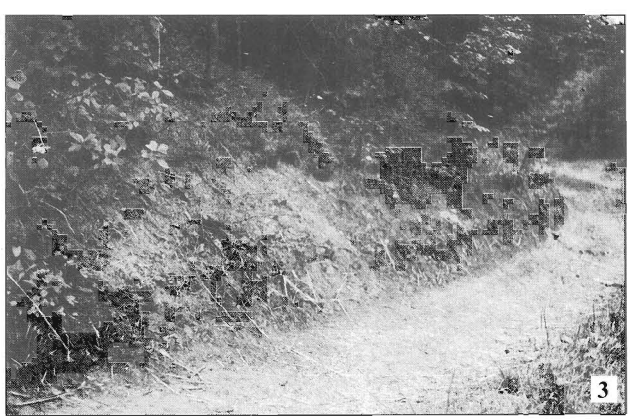
The Upper Santonian succession is, predominantly represented by grey marls with sporadical sandstones belonging to the Globotruncana manaurensis/Globotruncanita elevata Zone. Its microfauna is mainly represented by the species: *Verneuilina dubia* Reuss, *Dorothia crassa* (Marsson), *Reussella szajnohae praecursor* Knipscher and de Klasz, *Bolivivoides strigilatus* (Chapman), *Globotruncanita elevata* (Brotzen), *Globotruncana manaurensis* Gandolfi and *Ventilabrella alpina* de Klasz.

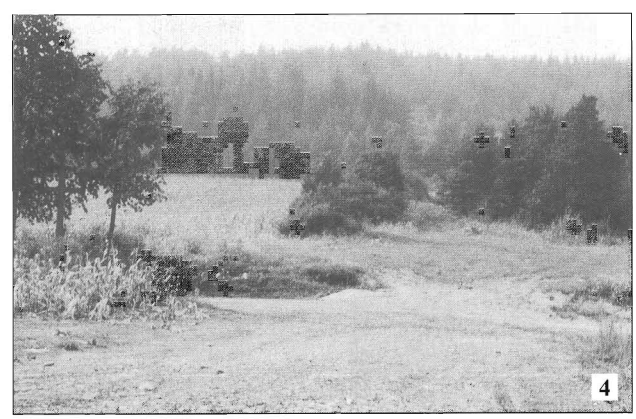
c) The variegated Lower–Middle Campanian Púchov Marls (about 80–150 m thick) with microfauna of the Globotruncana arca and Rosita scutilla Zones (Pl. 3), are overlying the Santonian flysch Sromowiec Formation. The rich association of planktonic foraminifers was studied by Salaj (1962) and Salaj and Samuel (1966).

Following species were found in the association of foraminifers of the Globotruncana arca Zone: *Globotruncana*

Pl. 1. 1 – General view of the transgressive Coniacian conglomerates of the Gosau facies in the Klape Zone (a), underlying is the Cenomanian–Turonian flysch formation of the Šebešťanová Unit (b). In the background at the horizon c are the Paleocene–Eocene Šafranica and Kravariky Formations. 2 – Coniacian exotic conglomerates with redeposited material from Upper Albian exotic conglomerates. 3 – In the field path cut trough the Santonian flysch the Sromowce Formation occurs. 4 – General view of the Upper Campanian–Maastrichtian Ihrište Formation of Inoceramus Marls and Orbitoid Limestones (field path cut). They are overlain (in the forest) by the Paleocene Šafranica Formation. Locality: about 2 km to E of Udiča.







arca (Cushman), *Stensioeina labyrinthica* Cushman and Dorsey, *Neoflabellina rugosa* (d'Orbigny), *Ventilabrella glabrata* (Cushman) a. o.

Higher, in the Rosita scutilla Zone the following species were found: *Heterohelix ultimatumida* (White), *Globotruncana arca* (Cushman), *Rosita scutilla* (Gandolfi), *Globotruncanita elevata* (Brotzen), *Neoflabellina rugosa* (d'Orbigny), *Eponides haidingerii* d'Orbigny and *Globotruncanita elevata stuartiformis* (Dalbiez).

d) The Upper Campanian–Maastrichtian Ihrište Formation with the Inoceramus Marls, calcareous sandstones and Orbitoid Limestones (Pl. 1, Fig. 4). Foraminifer associations of the Globotruncana arca rugosa, Globotruncana ventricosa, Globotruncanella havanensis, Globotruncana falsostuarti, Gansserina gansseri, Abathomphalus mayaroensis and Kassabiana falsocalcarata Zones were found in marls.

In the facies of organodetrital and Orbitoid Limestones mainly *Orbitoides media* (d'Archiac) and *Orbitoides apiculata* (Schlumberger) were found.

Regarding the deeper-water development of the Upper Maastrichtian the orbitoid foraminifers have not been proved in this part of the formation.

e) The overlying Šafranica Formation (Salaj, 1990a) is represented by fine rhythmical flysch. In the lower part, belonging to the Danian, the prevalence of marls planktonic foraminifers with *Globoconusa daubjergensis* (Broennimann) and *Subbotina pseudobulloides* (Plummer) occurs.

In the middle part of the formation, besides calcareous sandstones, there are thin layers of organodetrital and reefal limestones with prevalence of forms of coralline algae of the genus *Lithothamnium* div. sp. and with abundant miliolid foraminifer *Idalina sinjanica* Drobne. This part of the Šafranica Formation belongs to the Upper Danian Turborotalia (Acarinina) inconstans Zone.

In the upper part of the Šafranica Formation there are relatively abundant layers of pelagic marls with planktonic foraminifers of the Thanetian Igorina pusila Zone.

f) Uppermost Paleocene–Lower Eocene formation, represented by conglomerate and block of reefal. algal–coral limestones of the Makovec development, is resting on the Šafranica Formation transgressively. From larger foraminifers *Operculina heberti* (Munier-Chalmas), *Glomalveolina reicheli* (Mornod) and *Orthophragmina seunesi* Douville were found. The stratigraphic hiatus, which is beetwen these formations, most likely corresponds only to the zone with Glomalveolina levis (Köhler and Salaj, 1997).

Where pelagic development is deeper, the succession between the Paleocene and Lower Eocene is continuous (area of Veľká Udiča), as confirmed by planktonic foraminifers of the Morozovella velascoensis and Morozovella simulatilis/Morozovella edgari Zone. The presence of layers of organodetrital algal–coral limestones testifies the shallowing of the sea of neritic zone at the Paleocene–Lower Eocene boundary.

2) The bed sequence in the strip of the elevation point of Rašov – Somarica (Salaj, 1990b, p. 130, Text-Fig. 4) is as follows (only briefly):

a) The basal Coniacian–Early Santonian formation of the Rašov Conglomerate and hippurite limestone with the following macrofauna (Kuehn and Andrusov, 1937, 1942; Salaj, 1990b): *Hippurites inaequicostatus* Muenster, *Hippurites carinthiacus recivalis* Kuehn and Andrusov, *Hippurites inaequicostatus carpathicus* Kuehn and Andrusov, *Hippurites (Vaccinites) boehmi* Douvillé, *Trochataeon* sp., *Cretastraea andrusovi* Kuehn, *Heliopora partschi* (Reuss) Quenstedt, *Elephantaria lindstroemi* Opph. and diverse forms of stromatolites in the fine calcareous sandstones forming the cement of the Rašov conglomerates.

b) Flysch formation proved by planktonic foraminifers (Salaj, 1990b).

c) The Púchov Marls Formation with planktonic foraminifers of the Globotruncana arca Zone (Salaj and Samuel, 1966).

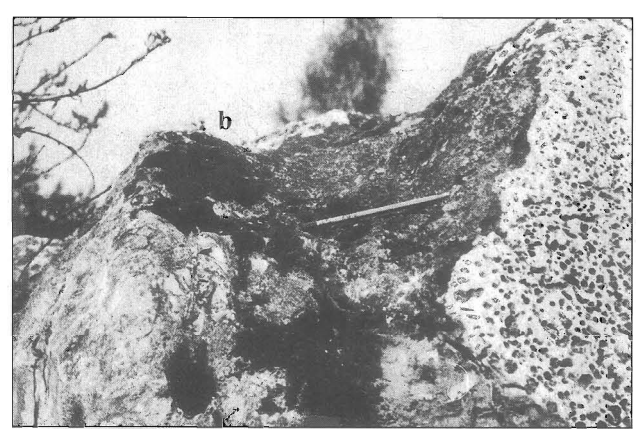
d) The Upper Campanian–Maastrichtian Inoceramus marls of the Ihrište Formation with planktonic foraminifers (Salaj, 1995a).

e) The Paleocene–Lower Eocene organodetrital limestones, marls and calcareous sandstones of the Šafranica Formation with abundant miliolid foraminifers.

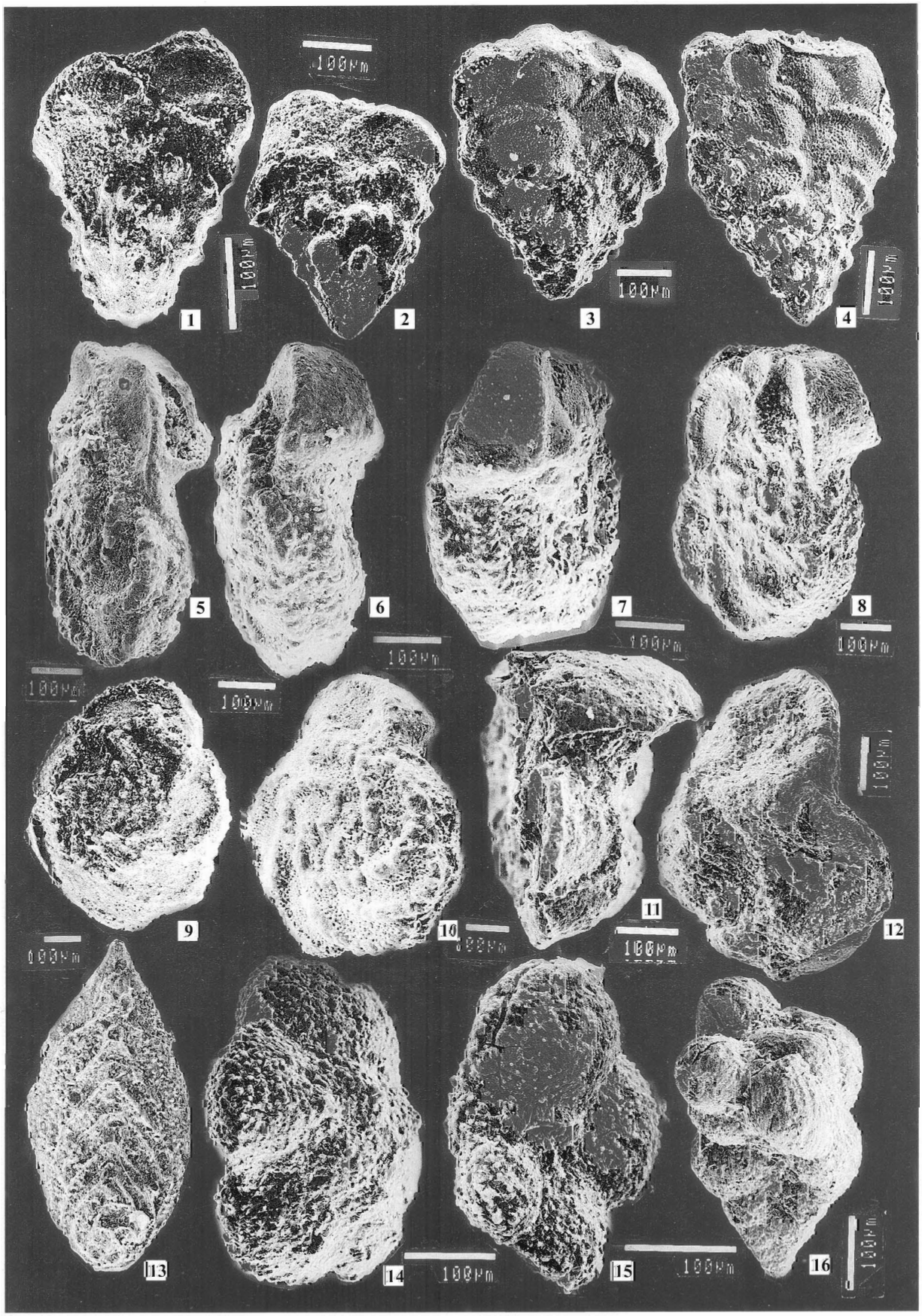
Paleogeographical – tectonic development

The described Senonian–Paleogene sediments of the Udiča synclinal structure originally formed one area with the Rašov synclinal structure (Salaj, 1990b, p. 130). At present these are separated by the NW–SE anticlinal Middle Cretaceous strip Podvažie – Považská Bystrica – Beluša, on which erosional remnants of transgressive Coniacian–Lower Santonian exotic conglomerates are preserved (Hradište – Vápenica – Veľký Žiar and Holíč), being studied in detail lithostratigraphically by Samuel, Borza and Köhler (1972).

Senonian sediments from Rašov were defined by Andrusov (1959) as the Rašov development. Higher members of the



Pl. 2. Olistolith of Coniacian hippurite algal–coral limestone in the Santonian Sromowce flysch formation. It was transported twice. Its first position is indicated by bioturbate fauna of bivalves; the second – upright position is indicated by Santonian transgressive marls in the top part of the reef block (b). Locality: about 300 m to SE of Rašov, near Beluša.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
100µm

Paleocene – Lower Eocene near Rybarikovo were proved and mapped by Salaj (1960b) and described in detail by Samuel and Salaj (1968), Samuel, Borza and Köhler (1972) and Salaj (1990a).

The basal Coniacian formation of the Rašov Conglomerate with algal–coral and hippurite limestone (Salaj, 1995b) is in tectonic contact with the Middle Albian Nimnica Formation, being overtrusted on it and has a reverse bed sequence.

The Rašov Conglomerate with algal–coral and hippurite limestone formed an archipelago zone, which was pointed out firstly by Andrusov (1945). The reefs present here and jutting out, as a consequence of distinct sea level oscillation were destructed and redeposited into nearshore sediments (Salaj, 1990b), rich in macrofauna (Kühn and Andrusov, 1937, 1942; Salaj, 1990b) and gradually covered by younger Middle–Upper Santonian flysch sediments (Pl. 2), gradually passing into the younger (Púchov, Ihrište and Šafranica) formations, studied in detail biostratigraphically on the basis of foraminifers by Salaj (1962, 1995b) and Salaj and Samuel (1966).

The Gosau sediments of the Klape Unit are very similar in facies to analogous sediments in the Myjavská pahorkatina Upland (Samuel, Salaj and Began, 1980; Salaj and Began, 1983; Salaj and Priechodská, 1987) and Northern Calcareous Alps (NCA) of Austria (Kollman and Summesberger, 1982; Oberhauser, 1968; Plöchinger, Bardossy, Oberhauser and Papp, 1961). They differ from those in the Santonian by the absence of bone coal and coal intercalations in the flysch facies, which are mainly developed in the NCA as well as by the presence of several levels of orbitoid limestones in the Late Campanian. As for development of the Lower Campanian Púchov Marls, so these are of equal development in the area of the Myjavská pahorkatina Upland, but in the NCA they have their maximum development later (Nierental Formation), in the Late Campanian – Maastrichtian.

Paleocene–Eocene detrital and reefal algal-coral limestones of the Klape Unit are here very similar to analogous limestones, which occur in the Myjavská pahorkatina Upland, in the area of Stará Turá (Lubina Formation) and Široké Bradlo (Kravariky Formation and Priepasné Formation). As to the facies of layered reefal, algal-coral limestones of the Šafranica Formation, such limestones occur in the Myjavská pahorkatina Upland in the Dedkov vrch Formation.

On the contrary, in the NCA the facies most extended in the Paleocene – Lower Eocene, besides the detrital conglomerate formation with blocks of reefal limestones, is the facies of variegated marls and clays with planktonic foraminifers, absent in Gosau development of the Klape Unit, but represented in some horizons (Upper Paleocene and most often at the Paleocene–Eocene boundary) in the area of the Myjavská pahorkatina Upland.

Obviously the Senonian–Paleogene Gosau sediments in the NCA, Myjavská pahorkatina Upland and Klape Unit represented from the viewpoint of paleogeographical–tectonic development an equal sedimentation zone in the NCA as well as Western Carpathians. In the Myjavská pahorkatina Upland these are deposited on "higher Subtatric nappes" (Andrusov, 1959) whereas in the Klape Unit Gosau sediments after a distinct stratigraphical hiatus deposited on Middle Cretaceous sediments of this unit. Gosau sediments together with their substratum were distinctly folded later, during the Savian folding phase.

Conclusions

The described transgressive cycle of Senonian–Lower Eocene sediments in the area of Rašov in one case and the Udiča synclinal structure in the second case, after complementary studies of the author (Salaj, 2004), are further on confirmed as the Gosau development originated in the Klape sedimentation area.

In the Gosau facies of the studied area (Middle Váh valley) there occur the Senonian sediments of the Rašov development (Andrusov, 1959) as well as the Paleocene–Lower Eocene sediments of the Makovec development (Andrusov, 1965) from the classical locality of Rybárikovo.

The presence of Gosau facies sediments in the Periklippen Zone of the Klape Unit is important for proving the significance of the Mediterranean (Pregosau) phase of folding not only in the Central Carpathians, but also in the Periklippen and Klippen Belts. It unambiguously proves emersion of relatively large areas. With Coniacian transgression a relatively large archipelago zone originated, to which already Andrusov (1945) called attention.

In the Kysuca Unit in the Turonian several horizons of conglomerates derived from the Triassic and Jurassic of the Drietoma Unit (Salaj, 1995a) also prove the significance of this folding phase and trusting of this unit into the Klippen Belt and their later, common Savian refolding.

Proving (Salaj, 1986) of the presence of Upper Cenomanian flysch facies of the Zone with *Rotalipora cushmani* (Morrow) overlying Middle–Upper Turonian flysch sediments with variegated marls unambiguously confirms

Pl. 3. 1–3 – *Sigalia carpathica* Salaj and Samuel. Locality: Udiča. The Lower Santonian flysch Sromowce Formation. Sigalia carpathica Zone. 4 – *Ventilabrella decoratissima* De Klasz. Locality: Udiča. Middle Santonian flysch. Ventilabrella decoratissima Zone. 5 – *Rosita manaurensis* (Gandolfi). Locality: Udiča. Upper Santonian flysch. Rosita manaurensis/Globotruncanita elevata Zone. 6–7 – *Globotruncana arca* (Cushman). Locality: Udiča. Lower Campanian Púchov Marl. Globotruncana arca Zone. 8 – *Falsomarginotruncana pseudolinneiana* (Pessagno). Locality: Rašov Lower Campanian Púchov Marl. Globotruncana arca Zone. 9–10 – *Rosita scutilla* (Gandolfi). Locality: Rašov Middle Campanian Púchov Marl. Rosita scutilla Zone. 11 – *Globotruncana lugeoni* Tilev. Locality: Rašov Inoceramus Marl of the Ihrište Formation. Upper part of the Lower Maastrichtian. Globotruncana falsostuarti Zone. 12 – *Contusotruncana contusa* (Cushman). Locality: Rašov Middle Maastrichtian Inoceramus Marl of the Ihrište Formation. Gansserina gansseri Zone. 13 – *Neoflabellina thalmanni* (Finlay). Locality: Rašov Inoceramus Marl of the Ihrište Formation. Gansserina gansseri Zone. 14–15 – *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk). Locality: Rašov Lower Maastrichtian Inoceramus Marl of the Ihrište Fm. Globotruncana falsostuarti Zone. 16 – *Racemiguembelina textulariformis* (De Klasz). Locality: Rašov Middle Maastrichtian Inoceramus Marl of the Ihrište Formation. Gansserina gansseri Zone.

that the bed sequence of the Kysuca Succession in the section Brodno – Považský Chlmec already ended in the Turonian. Sediments, which occur here, overlying tectonically the Kysuca Unit, already belong to the Cenomanian – Maastrichtian of the Drietoma Unit, also with variegated Gbelany Marls (in the Inoceramus Member of the Ihrište Formation) (Loc.: Gbelany; Kantorová and Andrusov, 1958). The Gbelany Marls, on the contrary to the Lower Campanian Púchov Marls, belong to the Maastrichtian, as proved by Liebus and Schubert (1902).

Acknowledgement. This research task was supported financially by the Vega Grant Project No. 3178.

References

Andrusov, D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. IV–V *Práce Št. geol. Úst., 13, 176.*

Andrusov, D., 1959: Geológia československých Karpát. II. diel *Bratislava, Vyd. SAV, 376.*

Andrusov, D., 1965: Geológia československých Karpát. III diel *Bratislava, Vyd. SAV, 392.*

Began, A., 1962: Niektoré poznatky z jury a spodnej kriedy bradlového pásma na strednom Považí. *Geol. Práce, Spr., 62, 239–244.*

Kantorová, V., & Andrusov, D., 1958: Mikrobiostratigrafický výskum strednej a vrchnej kriedy Považia a Oravy *Geol. Sbor., 9, 2, 107–117*

Kollman, H. A., & Summesberger, H., 1982: Excursion to Coniac--Maastrichtian in the Austrian Alps. Working group on the Coniac--Maastrichtian Stages, 4th Meeting (1982), Gosau Basins in Austria (Wien), 105.

Köhler, E., & Salaj, J., 1997· Hranica paleocén-eocén – jej súčasné pojatie. *Zem. Plyn Nafta, 41, 3, 161–178.*

Kühn, O., & Andrusov, D., 1937· Weitere Korallen aus der Oberkreide der Westkarpaten. *Věst. Čes. spol. nauk, Tř II, 9, 18.*

Kühn, O., & Andrusov, D., 1942. Stratigraphie und Paläogeographie der Rudisten III. Rudisten Fauna und Kreideenentwicklung in den West-Karpaten. *Neu. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Abh., A; B, 86, 450–480.*

Liebus, A., & Schubert, R. J., 1902. Die Foraminiferen der karpatischen Inoceramenschichten von Gbelan in Ungarn. *Jb. Geol. R., A. 52, 285–310.*

Oberhauser, R., 1968: Beiträge zur Kenntnis der Tectonic und der Paläogeographie währens der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 111, 115–145.*

Plöchinger, B., Bardossy, G., Oberhauser, R., & Papp, A., 1961 Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich). *Jb. Geol. Bundesant. (Wien), 104, 359–441*

Salaj, J., 1960a: Predbežná správa k mikrobiostratigrafii kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. *Geol. Práce, Spr., 18, 119–130.*

Salaj, J., 1960b: Stručná správa o geologickom mapovaní na liste Považská Bystrica. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J., 1961 Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma. *Geol. Práce, Spr., 22, 83–97*

Salaj, J., 1962. Mikrobiostratigrafia kriedy Západných Karpát. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – archív PFKU Praha.*

Salaj, J., 1990a: Nové poznatky o geológii a paleogeograficko-tektonickom vývoji bradlovej a pribradlovej zóny stredného Považia a jeho problematika. *Knih. Zem. Plyn Nafta, 9a, 93–168.*

Salaj, J., 1990b: Geologická stavba bradlovej a pribradlovej zóny stredného Považia a litologická klasifikácia kriedových sedimentov novovymedzených sekvencií. *Mineralia Slov., 2, 155–174.*

Salaj, J., 1995a, b, c: Geológia stredného Považia. Bradlové a pribradlové pásmo so súľovským paleogénom a mezozoikom severnej časti Strážovských vrchov *Zem. Plyn Nafta, 3, 195–291, 1 časť Zem. Plyn Nafta, 4, 297–395, 2. časť Zem. Plyn Nafta, 1, 3–51, 3. časť*

Salaj, J., 2004: Senón – paleogenné sedimenty gosauskej fácie klapského pásma. *In: A. Zlinská (ed.), 5. Paleontologická konferencia. Konferencie–Sympóziá–Semináre, Sbor abstraktov, 92–93.*

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

Salaj, J., & Priechodská, Z., 1987· Porovnanie gosauských vývojov senonu a paleogénu Myjavskej pahorkatiny a Severných Vápencových Álp. *Mineralia Slov., 6, 499–521*

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

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

Samuel, O., Salaj, J., & Began, A., 1980: Litostratigrafická charakteristika vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny. *Západ. Karpaty, Sér Geol., 6, 81–111*

Mineralia Slovaca, 38 (2006), 7–28

Infratatrikum Považského Inovca (Západné Karpaty) – geodynamická evolúcia kontinentálneho svahu v susedstve oceánskeho penninika

MARIÁN PUTIŠ[1], MARIÁN SULÁK[1], HANS-JÜRGEN GAWLICK[2] a ANA-VOICA BOJAR[3]

[1]Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovensko; putis@fns.uniba.sk
[2]University of Leoben, Department of Applied Geology and Geophysics, Austria; gawlick@unileoben.ac.at
[3]University of Graz, Department of Earth Sciences, Austria; ana-voica.bojar@uni-graz.at

(Doručené 30. 6. 2005, revidovaná verzia doručená 9. 1. 2006)

Infratatricum of the Považský Inovec Mts. (Western Carpathians): Geodynamic evolution of continental margin in the vicinity of the oceanic Penninicum

The study area belongs to northwestern margin of the central Western Carpathians orogen Internides. The fragments of the northern Tatric margin are rarely preserved in form of the infra-Tatric structural complex or Infratatricum. Infratatricum is overlain by the higher Tatric structural complex with the Mesozoic Fatric and Hronic nappes. Paleotectonically, Infratatricum represented an attenuated continental margin due to continental crust extension and formation of the South Penninic Ocean in the late Early Jurassic. At that time, the Triassic carbonate platform environment was transformed into an intracontinental rift and a passive continental margin. It is reflected by continued subsidence of shallow-water Humienec Group early Lower Jurassic sediments to syn-rift deep-water conditions in middle to late Early Jurassic to Middle Jurassic, or by formation of Upper Jurassic to Lower Cretaceous cherty sediments of the Belice Group in the Belice Basin northward open to the Penninic oceanic realm. The reddish marls of *Couches Rouges* type (Cenomanian to Santonian) changed to a thick flysch sequence (Santonian to Maastrichtian?) indicating transformation of the Belice Basin to a fore-arc basin on active continental margin following the start of subduction of the South-Penninic oceanic crust and development of the accretion wedge built of former passive margin basement/cover complexes and the Klape flysch. The Infratatric structural complex was subjected to Late Cretaceous (the Inovec nappe) to Early Tertiary (the Belice nappe) metamorphic overprint, firstly due to overthrusting by the higher Tatric structural complex, and then due to burial of the Belice Basin sediments within the complexes of forming continental collisional wedge, which at last juxtaposed with the Klippen *Belt* units in Paleogene.

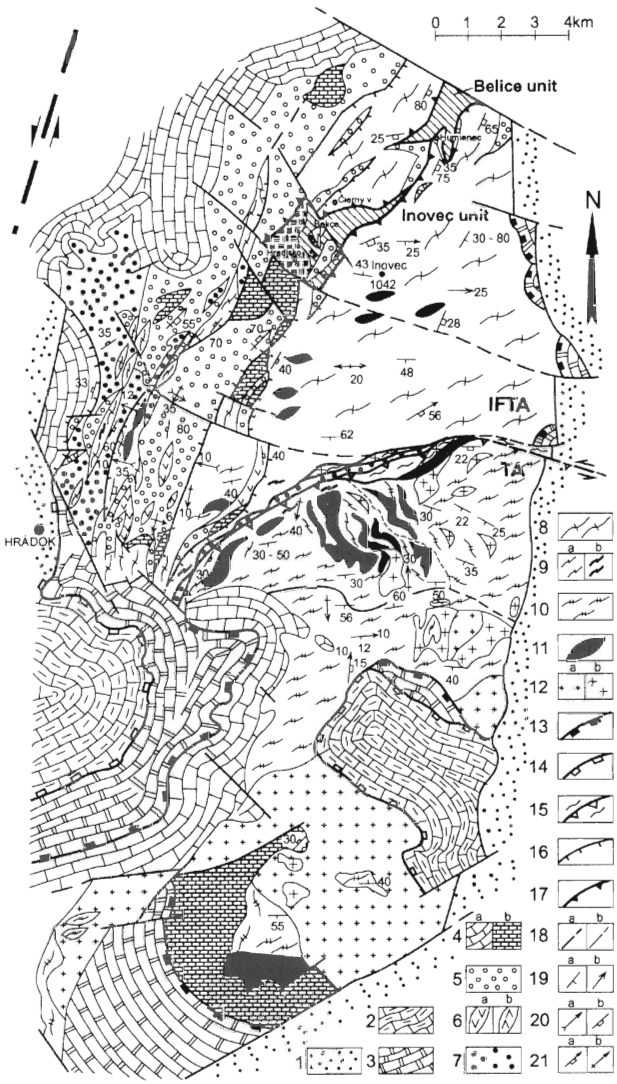
Key words: Infratatricum, passive/active continental margin, Western Carpathians, Penninicum, lithofacies, metamorphism

Úvod

Severnú časť miocénneho hrastu (ca 16 miliónov rokov; Danišík et al., 2004) Považského Inovca buduje infratatrikum ako spodná (infra-)štruktúrna jednotka tatrika centrálnych Západných Karpát pochádzajúca z jeho vonkajšieho, severného okraja (Putiš, 1992; obr. 2). Infratatrikum je zväčša tektonicky prekryté vyšším štruktúrnym komplexom tatrika, ktorý sa začína v Považskom Inovci až na hrádocko-zlatníckej „línii" v strednej časti pohoria, čo je násunová plocha tatrického príkrovu Panskej javoriny cez infratatrický inovecký príkrov.

Infratatrikum Považského Inovca je alpínsky metamorfno-deformačne reaktivovaný svorový komplex so sedimentárnym obalom (inovecký príkrov) nasunutý na jursko-kriedové sedimenty vrátane vrchnokriedového flyša (Kullmanová a Gašparíková, 1982), pod ktorými sa v hĺbke ca 6–8 km predpokladajú subdukované fragmenty oceánskej kôry penninika – váhika (Maheľ, 1981) včlenené spolu s infratatrikom a s vyššími štruktúrnymi komplexmi tatrika a veporika do akrečného klina centrálnych Západných Karpát. Aj Plašienka et al. (1997) pokladajú infratatrikum za najspodnejší štruktúrny komplex tatrika, ale vyčleňujú z neho belickú jednotku (Plašienka et al., 1994), ktorá by mala reprezentovať oceánsku kôru penninika – váhika.

Lešku et al. (1988) vyčlenené štruktúrne komplexy infratatrika (Putiš, 1992), t. j. svorové kryštalinikum s vrchnokarbónsko-strednotriasovým sedimentárnym obalom ako súčasť inoveckého príkrovu, ale aj podsunuté (jursko-) kriedové sedimenty humienskej jednotky označili ako karpatské penninikum, pretože majú podobnú tektonickú pozíciu ako má východoalpské penninikum pod spodným austroalpinikom, analógom tatrika s. l. (napr. Neubauer et al., 2000). Zo spodnejšej (humienskej) jednotky neofiolitového karpatského penninika sa po podrobnejšej litofaciálnej analýze vyčlenila belická (Plašienka et al., 1994) a jej pelagické fácie a výskyty bazaltov v olistolitoch flyšovej sekvencie Plašienka et al. (l. c.) použili ako kritérium na jej zaradenie do oceánskeho južného penninika.



Obr. 1. Geologickoštruktúrna mapa Považského Inovca (Putiš in Krist et al., 1992, aktualizovaná). 1 – terciérne, hlavne neogénne sedimenty, 2 – chočský príkrov, 3 – krížňanský príkrov, 4a – mezozoický obal infratatrika a vyššieho štruktúrneho komplexu tatrika, 4b – mezozoický obal infratatrika a vyššieho štruktúrneho komplexu tatrika začlenený do štruktúr kryštalinického fundamentu, 5 – permské kontinentálne sedimenty, 6a – permské subalkalické a vápenato-alkalické bazalty a ich tuf, 6b – permské (trachy)ryolity a ich tuf, 7 – vrchnokarbónske molasovojazerné(?) sedimenty, 8 – svor až rula, 9a – pararula, 9b – albitická bridlica, 10 – migmatity, 11 – amfibolity, 12a – granodiority, 12b – granity a pegmatity, 13 – násunová plocha krížňanského príkrovu, 14 – násunová plocha chočského príkrovu, 15 – násunová plocha vyššieho tatrického štruktúrneho komplexu, 16 – prešmykovonásunová plocha nižšieho radu, 17 – násunová plocha infratatrického štruktúrneho komplexu, 18a – zlomy, 18b – geologické hranice, 19a – predalpínska metamorfná foliácia, 19b – predalpínska metamorfná lineácia, 20a – alpínska lineácia, 20b – alpínska bridličnatosť, 21a – osi a osové roviny kliváže alpínskych vrás, 21b – osi kolenovitých vrás, IFTA – infratatrikum, TA – tatrikum.

Fig. 1. Geological-structural map of the Považský Inovec Mts. (Putiš in Krist et al., 1992, actualized). 1 – Tertiary, mainly Neogene sediments, 2 – Choč nappe, 3 – Krížna nappe, 4a – Mesozoic cover of the Infratatric and higher Tatric structural complex, 4b – the same, included into the crystalline basement structures, 5 – Permian continental sediments, 6a – Permian sub-alkaline and calc-alkaline basalts and tuffs, 6b – Permian (trachy)rhyolites and tuffs, 7 – Upper Carboniferous molasse-lake(?) sediments, 8 – micaschists to gneisses, 9a – paragneisses, 9b – albitic schists, 10 – migmatites, 11 – amphibolites, 12a – granodiorites, 12b – granites and pegmatites, 13 – thrust surface of the Krížna nappe, 14 – thrust surface of the Choč nappe, 15 – thrust surface of the higher Tatric structural complex, 16 – thrusts of lower order, 17 – thrust surface of the Infratatric structural complex, 18a – faults, 18b – geological boundaries, 19a – pre-Alpine metamorphic foliation, 19b – pre-Alpine metamorphic lineation, 20a – Alpine lineation, 20b – Alpine schistosity, 21a – axes and axial plane cleavage of the Alpine folds, 21b – axes of kink folds, IFTA – Infratatricum, TA – Tatricum.

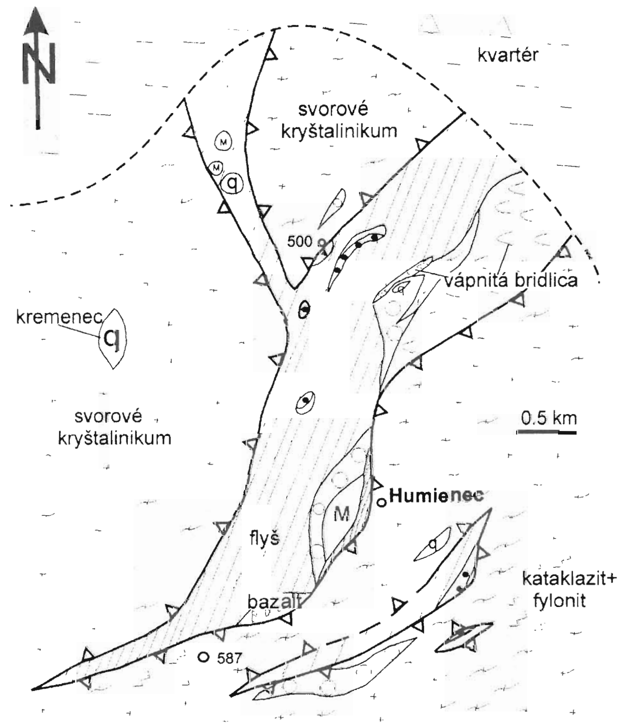
Časť bazaltov pod vrcholom Humienca presekávajú neptunické dajky karbonátov (Soták et al., 1993). Tento sieťovito usporiadaný systém zväčša hrubozrnných kalcitových žiliek (hrúbky maximálne prvých cm), porovnateľný aj s ostatnými litotypmi obohatenými o $CaCO_3$, alebo CaO (vystavenými účinku fluíd obohatených o CO_2), sa pôvodne interpretoval ako výsledok deformácie a rekryštalizácie (Putiš, 1986).

Inovecký príkrov a humienska jednotka (sensu Leško et al., 1988) sa neskôr zaradili do infratatrika (Putiš, 1992), ktoré je pozdĺž hrádocko-zlatníckej línie v centrálnej časti pohoria tektonicky prekryté príkrovom Parskej javoriny ako typickým reprezentantom vyššieho štruktúrneho komplexu tatrika, známeho z povrchových výskytov v centrálnych Západných Karpatoch. Infratatrikum by paleogeograficky malo byť prechodnou (spájajúcou) zónou medzi tatrikom a penninikom. Má litologické aj deformačno-metamorfné znaky (Kamenický in Maheľ et al., 1967; Putiš, 1980, 1982, 1983, 1986, 1992; Putiš in Krist et al., 1992; Korikovsky a Putiš, 1986, 1999; Korikovsky et al., 1995; Putiš et al., 1999, 2005a, b), pre ktoré ho paleotektonicky aj štruktúrne možno považovať prinajmenšom za osobitnú časť tatrika (Andrusov, 1958, 1968; Maheľ et al., 1967; Maheľ, 1986). Z neho vyčlenená belická jednotka sa dokonca interpretuje ako fragment oceánskeho penninika s ofiolitmi (Plašienka et al., 1994; Soták et al., 1993; Plašienka, 1995, 1999), t. j. ako povrchový výskyt váhika (sensu Maheľ, 1981). Časť jursko-kriedovej sukcesie v oblasti kóty Humienec sa zaraďuje do tatrického obalu inoveckého príkrovu (Plašienka et al., 1994).

Cieľom tejto štúdie je: 1. podrobné zmapovanie severnej časti Považského Inovca, 2. kompletizácia tektonostratigrafie jednotiek infratatrika a zistenie stupňa ich metamorfózy, 3. rekonštrukcia jursko-kriedových sedimentárnych sukcesií humienskej a belickej jednotky infratatrika, ako aj 4. rekonštrukcia paleotektonického vývoja infratatrika vo vzťahu k penniniku.

Metodika práce

Terénny výskum sa zameral na tvorbu geologickej mapy čiastkových oblastí severnej časti Považského Inovca v mierke 1 : 10 000, vymedzenie hranice belickej jednotky voči inoveckému príkrovu, ako aj hraníc v nej obsiahnutých litologických celkov. Registrovala sa geometria a orientácia plošných a lineárnych štruktúrnych prvkov. Podrobná litofaciálna analýza sedimentov humienskej



Obr. 2. Detail geologickej mapy v oblasti Humienca (s profilom pod Humiencom).

Fig. 2. Detail of the geological map of the Humienec area (with profile below Humienec hill).

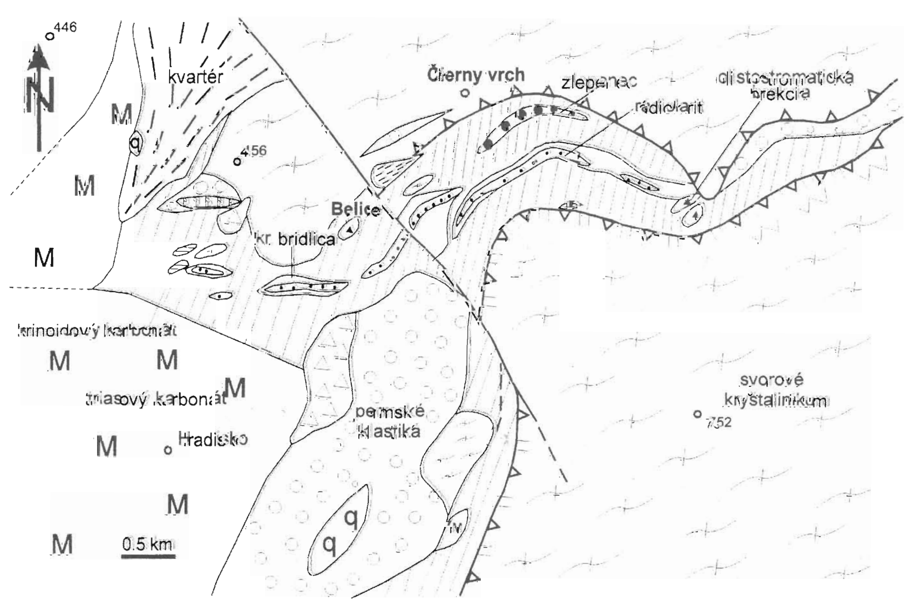
a belickej skupiny v teréne pokračovala mikroskopickým laboratórnym výskumom. Chemizmus minerálov sa zisťoval elektrónovým mikroanalyzátorom CAMECA SX100 (v Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave). Mikroobrázky sľudy sa zhotovili pomocou naspäť rozptýlených elektrónov (BSE) pri urýchľovacom napätí 15kV a prúde 20nA. Kvalitatívnu analýzu EDS sme použili na orientačné odlíšenie fáz svetlej sľudy pred kvantitatívnou analýzou metódou WDS na zistenie obsahu hlavných oxidov. Priemer lúča sa pohyboval od 2 do 10 µm. Na analýzu stabilných izotopov $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ (na Univerzite v Grazi) sme vybrali vzorky, v ktorých karbonatický matrix pretínajú karbonátové (kalcitové) žilky. Porovnávali sme obsah stabilných izotopov v horninovom matrixe karbonátov a v žilkách, čím sme sa pokúsili odlíšiť synsedimentárne (morské) prostredie vzniku karbonatického matrixu od deformačno-metamorfného prostredia vzniku žiliek presekávajúcich sedimenty, ale aj bazalty. Na stanovenie hodnôt stabilných izotopov sa použil porovnávací štandard PDB *(Pee Dee belemnite)*. Celohorninová chemická analýza pulverizovaných vzoriek bazaltov sa robila v laboratóriách ACME vo Vancouvery v Kanade (hlavné a stopové prvky, a prvky vzácnych zemín, REE).

Terminológia a vekové hranice stratigrafického systému sa používajú podľa najnovšej tabuľky IUGS, komisie pre stratigrafiu, z roku 2004. Podľa nej sa upúšťa od termínov, ako je napr. lias, doger a malm. Slovenské názvy períod a vekov sa preberajú z učebnice Mišíka et al. (1985) resp. zo Stratigrafického slovníka ZK. Sedimentárne horniny sa pomenúvajú v zmysle klasifikácie Folka (1962), Dunhama (1962) a Pettijohna et al. (1972) a pri sľude sa používa klasifikácia podľa Riedra et al. (1998).

Štruktúrno-metamorfný vývoj infratatrika

Štruktúrny vývoj

Najnovšie výsledky nášho výskumu v Považskom Inovci sa týkajú hlavne humienskej a belickej oblasti v severnej časti pohoria, kde v tektonických oknách spod inoveckého príkrovu vystupuje súvrstvie neskorého vrchnokriedového flyša s olistolitmi, ďalej vápnitých bridlíc skorej vrchnej kriedy (typu *Couches Rouges*), ako aj siliciklasticko-karbonatického súvrstvia jury a spodnej kriedy (obr. 1–3).



Obr. 3. Detail geologickej mapy v oblasti Belíc (s profilom na JV od Čierneho vrchu).

Fig. 3. Detail of the geological map of the Belice area (with profile SE of Čierny vrch hill).

Charakteristickou vnútornou štruktúrou infratatrického inoveckého príkrovu je západovergentný násun (AD1) svorového kryštalinika cez sedimenty a vulkanity/vulkanoklastiká jeho vrchnopaleozoicko-mezozoického obalu (obr. 1). Násun sprevádzalo zavrásňovanie anchimetamorfovaného sedimentárneho obalu do podložného kryštalinika vo forme dlhých a úzkych synforiem, ale aj nasunutých fragmentov kryštalinika (zvrchu) do podsunutého obalu (oblasť Hôrčanskej doliny). Lineácia roztiahovania s lokálnymi sprievodnými asymetrickými stavbami dokumentuje smer západovergentného nasúvania v infratatriku a zvýrazňujú ju aj sploštené a zároveň roztiahnuté silno chloritizované mandle permských metabazaltov inoveckého príkrovu infratatrika. Keďže lineácia pokračuje aj do fylonitov presunovej plochy tatrického príkrovu Panskej javoriny, tieto mezoštruktúry (S1, L1) vzťahujeme aj na súčasný násun vyššieho štruktúrneho komplexu tatrika (príkrov Panskej javoriny) na infratatrikum (inovecký príkrov). Vtedy sa bazálna resp. „čelová" časť príkrovu Panskej javoriny metamorfovala spolu s podsunutým inoveckým príkrovom.

Synkolízne exhumovaný anchimetamorfovaný inovecký príkrov sa spod vyššieho štruktúrneho komplexu tatrika (pred ca 80 miliónmi rokov – Putiš, 1991, alebo 77 ± 3 miliónmi rokov – Frisch, osobná informácia, v obidvoch prípadoch podľa K-Ar datovania novo sa tvoriacej svetlej sľudy) v skorej vrchnej kriede nasúval (AD2, S2) na svoje predpolie – humiensky príkrov, tvorený svorovým fundamentom a permsko-strednojurským obalom. Humiensky príkrov pochádza z južného okraja belického bazéna infratatrika, ktorý v tejto časti dosiahol len štádium synriftového prehĺbenia, reprezentované sedimentárnou sukcesiou humienskej skupiny. Belická jednotka infratatrika (belická skupina) pokračovala postriftovým štádiom vývoja v distálnej časti belického bazéna s nasledujúcou sedimentáciou flyša vo vrchnej kriede. Príkrovy kontinentálneho okraja infratatrika (humiensky a inovecký) sa v neskorej vrchnej kriede stali zdrojom olistolitov vrchnokriedového flyša belickej skupiny infratatrika.

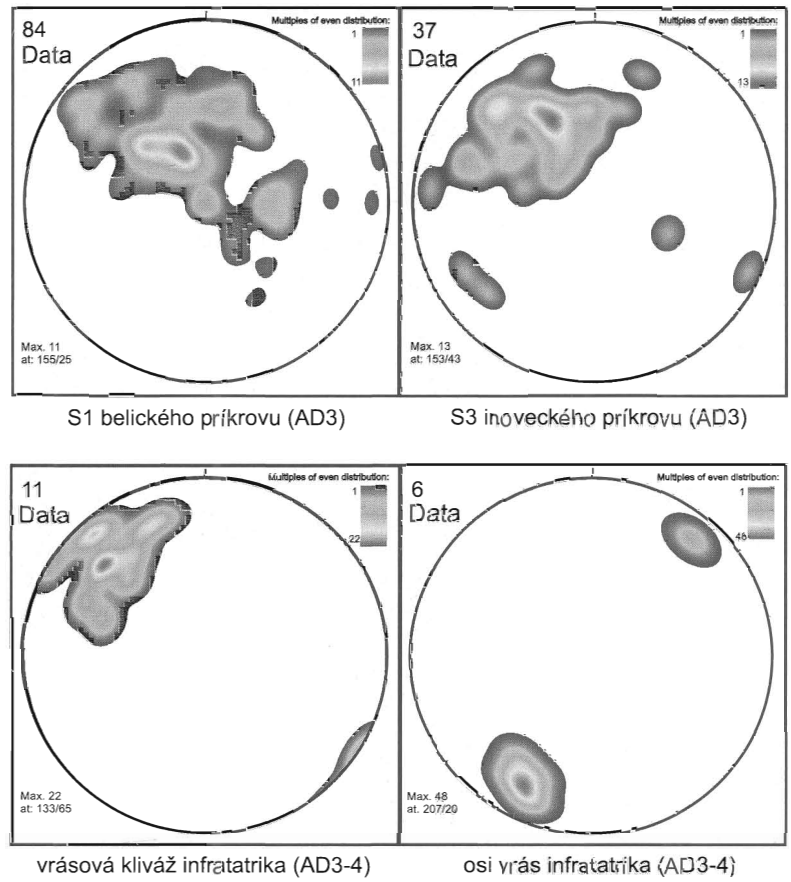
Násunovú plochu inoveckého (a hypotetického humienskeho) príkrovu na sedimenty belickej skupiny včlenenej do belického príkrovu infratatrika (AD3, S3) sprevádzajú kataklazity až ultrakataklazity a veľmi nízkoteplotné blastomylonity (fylonity). Tektonicky zbrekciovatené, fylonitické (blastomylonitické) a tmavosivozelené ultrakataklastické fragmenty pochádzajúce z čelovej a bazálnej časti inoveckého príkrovu sú často zavrásnené do flyšovej sekvencie spodnejšieho belického príkrovu infratatrika, napr. v oblasti medzi Humiencom a Krásnou dolinou. Čelová časť inoveckého príkrovu bola pri násune kompresne (AD3) a po násune transpresne (AD4) prevrásnená s belickým príkrovom. Kataklasticko-blastomylonitické plochy (S3) sú deformované do asymetrických vrás s vývojom kliváže (S4) lokálne transformovanej do krehkých strihových plôch (S5). Sinistrálne transpresná strižná zóna (AD4) pozdĺž západného okraja infratatrika severnej časti Považského Inovca na S od hrádocko-zlatníckej línie je viditeľná aj z geologickoštruktúrnej mapy (obr. 1). Naznačuje ju lineácia v smere SSV–JJZ až VSV–ZJZ pozdĺž paralelných aj niekoľko kilometrov dlhých a úzkych (x 100 m) mladopaleozoicko-triasových šupín, ale aj jursko-kriedových sedimentov vo fylonitizovanej báze inoveckého príkrovu infratatrika. Lineácia L1 (AD1) súčasne rotovala z pôvodného smeru ZSZ–VJV až do smeru SSV–JJZ, napr. na hrádocko-zlatníckej línii.

Disharmonické vrásy so smerom osí SV–JZ až VSV–ZJZ sú charakteristické mezoštruktúry (AD3-4) v deformovaných jursko-kriedových sedimentoch belického príkrovu. Anchimetamorfnú bridličnatosť (S1) presekáva strmá (55–85°) vrásová kliváž (S2). Ľahko deformovateľné (nekompetentné) spodnokriedové bridlice (s bridličnatosťou S1 rovnobežnou s plochami vrstvovitosti S0) sú vrásnené a bridličnaté aj podľa vrásovej kliváže S2, ktorá zodpovedá plochám S4 blastomylonitov a ultrakataklazitov bázy inoveckého príkrovu. Jednotlivé rigidné (kompetentné) vrstvy piesčitého karbonátu v ílovitovápnitých bridliciach vrchnokriedového flyša sú vrásnené koncentricky (mechanicky kontrastné voči bridliciam). Naproti tomu vrchnojurské rádiolaritové vrstvy sú pre nízky viskózny kontrast vrstiev silicitickej sekvencie pri vrásnení deformované do typu „podobných" vrás. Štruktúry sú kompresné (AD3) alebo transpresné (AD4).

Tektonické okno belickej jednotky spod inoveckého príkrovu predstavuje na SZ prevrátená niekoľko km dlhá a okolo 1–2 km široká antiformná megavrásová štruktúra (AD3-4) so stratigraficky spodnejšími (vrchnojursko-spodnokriedovými) sedimentmi v jej jadre, s osovou rovinou upadajúcou ca 40° na J až JV pod inovecký príkrov. Jej ramená tvoria hlavne sedimenty vrchnokriedového flyša (obr. 3).

Postkolízne extenzné (AD5) štruktúrne skĺzavanie vyšších tektonických fragmentov („odstrešenie") na JJV je zreteľné v belickom príkrove podľa výraznej lineácie roztiahovania na extenzných strihových plochách (C) pretínajúcich prevládajúcu bridličnatosť (S) v slabo metamorfovaných turbiditických karbonátoch olistolitu v oblasti Humienca bezprostredne pod presunovou plochou inoveckého príkrovu. Silno zbridličnatené turbidity obsahujú sploštené, roztiahnuté a súčasne rekryštalizované sparitické bioklasty (pôvodné články) krinoidov. Podobná mikrostavba je badateľná v deformovaných rádiolaritoch so sploštenými a roztiahnutými (elipticita R_{xz} = 2–3, ojedinele až 10) na kremeň rekryštalizovanými pôvodne opálovými a neskôr chalcedonizovanými schránkami rádiolárií. Tým sa násunovo-transpresný (AD3-4) zlom inoveckého príkrovu – pravdepodobne začiatkom terciéru – zmenil na extenzný pokles (AD5).

Konečná exhumácia infratatrika (AD6) začala v miocéne. Vtedy vznikla extenzná kliváž „odstrešenia" na S–SZ, registrovaná v nadložnej kryhe inoveckého príkrovu, v hydrotermálne prekremenených svoroch. Hydrotermálny kremeň obsahuje mm až cm žilky hematitu. Kliváž kataklázovaných svorov vypĺňa mikrobrekcia tmelená hematitom. Zdrojom hematitu mohli byť hydrotermálne fluidá súvisiace s umiestnením neogénnych(?) ryodacitových žíl presekávajúcich infratatrikum.



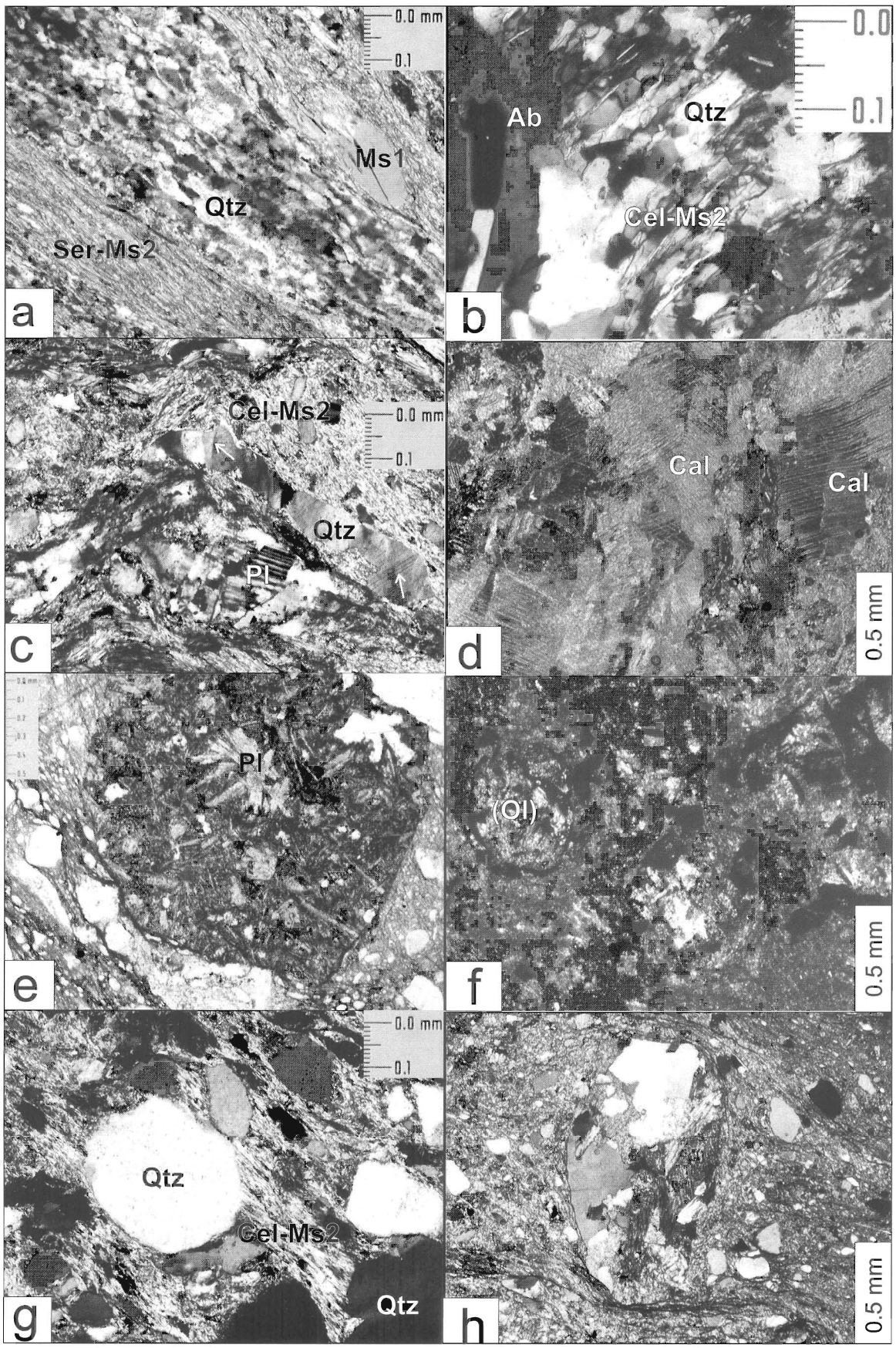
Obr. 4. Vrchné diagramy – pólov plôch príkrovového nasúvania belického a inoveckého príkrovu infratatrika na SZ (D3). Spodné diagramy – pólov plôch popríkrovovej transpresie (D4) a osi vrás (D3, D4) infratatrika ako celku.

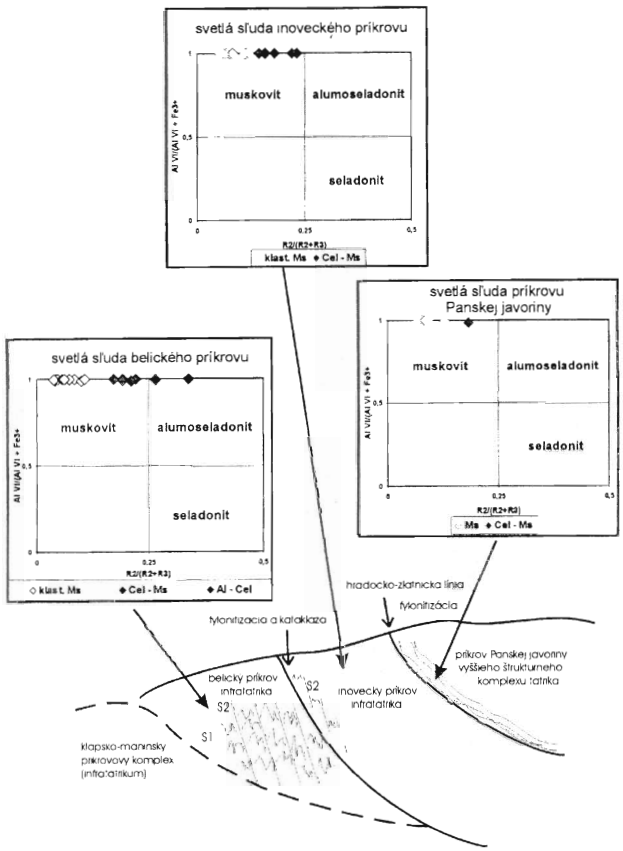
Fig. 4. Upper diagrams – nappe thrusting plane poles of the north-west vergent Infratatric Belice and Inovec nappes (D3). Lower diagrams – post-nappe transpression plane poles of the Infratatric structural complex (D4). fold axes (D3, D4) trend in the Infratatric structural complex.

Metamorfný vývoj

Na príkrovovú stavbu infratatrika sa vzťahujú plochy anchimetamorfnej bridličnatosti a vrásovej kliváže v inoveckom (AD1-AD4, S1-S4) aj belickom príkrove (AD3--AD4, S1 a S2) (obr. 4). Kinematika presunu vyššieho štruktúrneho komplexu tatrika na SZ cez infratatrikum (AD1) vyplýva aj z modelov kryštalografickej prednostnej orientácie kalcitu v telesách mylonitizovaného mramoru infratatrika (inoveckého príkrovu?) v tektonickom okne pri Hlohovci (Putiš et al., 1999). Mikrostavba hornín v tektonickom profile (obr. 5) naznačuje pokles teploty smerom do štruktúrneho podložia. Novo sa tvoriace minerály, ako je dynamicky rekryštalizovaný kremeň, metamorfný albit, sericitický muskovit a klinozoisit (obr. 5a) vo fylonitoch presunovej plochy vyššieho štruktúrneho komplexu tatrika (AD1), naznačujú teplotu ca 300–350 °C. Výrazne anchimetamorfované (AD1) sú vrstvy vrchnopaleozoického pieskovca inoveckého príkrovu infratatrika (obr. 5b), ktoré sa vyskytujú (obr. 5g) spolu s (meta)bazaltmi (obr. 5e–f) aj v olistolitoch permu vo flyši. Báza inoveckého príkrovu (AD3) je kataklázovaná a veľmi nízkoteplotne blastomylonitizovaná, preto má kremeň len deformačné lamely a deformačné pásy (obr. 5c) charakteristické pre teplotu do 300 °C. V podložnom belickom príkrove infratatrika (obr. 5d, h) bola teplota (AD3) ca 150–200 °C, postačujúca len na začiatočnú plasticitu kalcitu (obr. 5d).

So zmenou štruktúrnotektonickej pozície sa mení aj zloženie metamorfnej svetlej sľudy a naznačuje rast teploty smerom do štruktúrneho nadložia (obr. 6). V polohách slabo metamorfovanej spodnokriedovej ílovitej bridlice belického príkrovu infratatrika (AD3) je to vysokotlakový seladonitický („fengitický") muskovit až alumoseladonit, koncentrovaný hlavne v plochách kliváže S2 (obr. 7a, b; tab. 1), v metapieskovcových telesách inoveckého príkrovu infratatrika (AD1) seladonitický („fengitický") muskovit narastený v tenzných fraktúrach a v tlakovom tieni porfyroklastov kremeňa a živca (obr. 7c–e; tab. 1). Vo fylonitoch bázy tatrika (AD1) je typický jemnošupinkovitý „sericitický" muskovit (obr. 7f; tab. 1).


0.0 mm
0.1
Ms1
Qtz
Ser-Ms2
a
Ab
Qtz
Cel-Ms2
b
Cel-Ms2
Qtz
Pl
c
Cal
Cal
0.5 mm
d
Pl
e
(Ol)
f
Qtz
Cel-Ms2
Qtz
g
h



Obr. 6. Svetlá sľuda ako indikátor stupňa metamorfózy v schematickom tektonostratigrafickom profile (klasifikačný diagram podľa Riedera et al., 1998).

Fig. 6. White mica as an indicator of metamorphic grade in schematic tectonostratigraphic profile (classification diagram after Rieder et al., 1998).

Litofaciálny vývoj humienskej a belickej skupiny infratatrika

Rekonštruovala sa sedimentárna výplň belického bazéna, a to z litologických sukcesií humienskej a belickej skupiny (obr. 8), pričom boli sukcesie belickej skupiny po intenzívnych dažďoch v roku 2004 pozdĺž hlbokých brázd viac-menej súvisle odkryté.

Humienska skupina sa rekonštruovala len z olistolitov nachádzajúcich sa vo vrchnokriedovom flyši belickej skupiny. Humiensku skupinu predstavujú sedimenty „humienskeho" olistolitu pod vrcholom Humienca (ca 100 x 300 x 50 m; obr. 1–2), ako aj ďalších podobných menších olistolitov. Rekonštruovaná spodnojurská až strednojurská sukcesia olistolitov obsahuje materiál deštruovaného svorovo-rulového fundamentu a z neho redeponovaného permsko-spodnojurského obalu. Olistolity sú fragmentmi kontinentálneho okraja so synriftovou sedimentárnou (humienskou) sukcesiou vzniknutou v ranom štádiu vývoja belického bazéna včlenené na začiatku vrchnej kriedy do hypotetického humienskeho príkrovu. Humienský príkrov sa presúval a zároveň tektonicky fragmentoval pred čelom inoveckého príkrovu. Spodnojurské a strednojurské horninové členy humienskej skupiny humienskeho príkrovu ako zdroj neskorovrchnokriedových olistolitolitov flyša nie sú silnejšie metamorfované, čo je v protiklade s (alpínsky) výrazne (anchi)metamorfovanými zdrojmi olistolitov (typu fylonitizovaných svorov a ich permsko-triasového obalu inoveckej skupiny, bez jurských sedimentov) pochádzajúcich z inoveckého príkrovu.

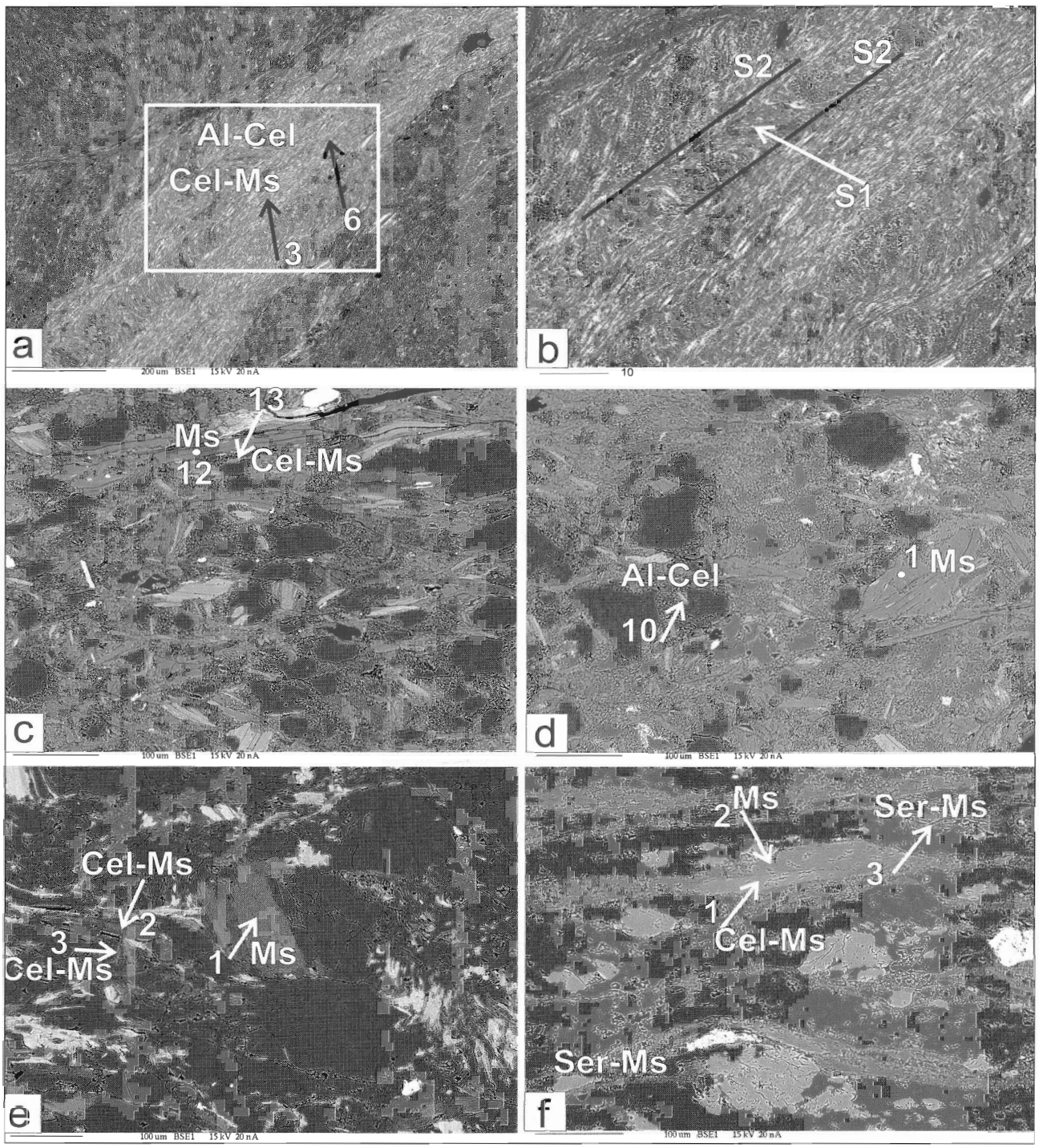
Deštrukcia humienskej sedimentačnej oblasti južného okraja belického bazéna sa začala synriftovým prehĺbením bazéna v spodnej a strednej jure, keď bol svorový podklad a jeho permsko-spodnojurský obal zdrojom materiálu olistostróm, svahovej brekcie a turbiditov, ktoré sú v mladších spodnojurských a strednojurských členoch humienskej skupiny.

Skorú etapu synriftového prehĺbenia belického bazéna na stenčenom kontinentálnom okraji odrážajú telesá kremenného pieskovca a piesčitého krinoidového vápenca skorej spodnej jury nasledované vrstvami hľuznatého vápenca neskorej spodnej jury s početnými skĺzovými telesami klastík charakteru drobnozrnnej brekcie až zlepenca s resedimentovanými litoklastmi piesčitého krinoidového vápenca, plytkovodného organogénneho mikritického vápenca a dolomitu, ako aj s početnými litoklastmi svorov (obr. 9a).

Neskorú etapu synriftového prehĺbenia belického bazéna charakterizujú vrstvy pelagického červenkastého hľuznatého adnetsko-klauského vápenca a vápenca s *Bositra sp.* skorej strednej jury s hojnými olistostromatickými telesami svorového kryštalinika a jeho obalových

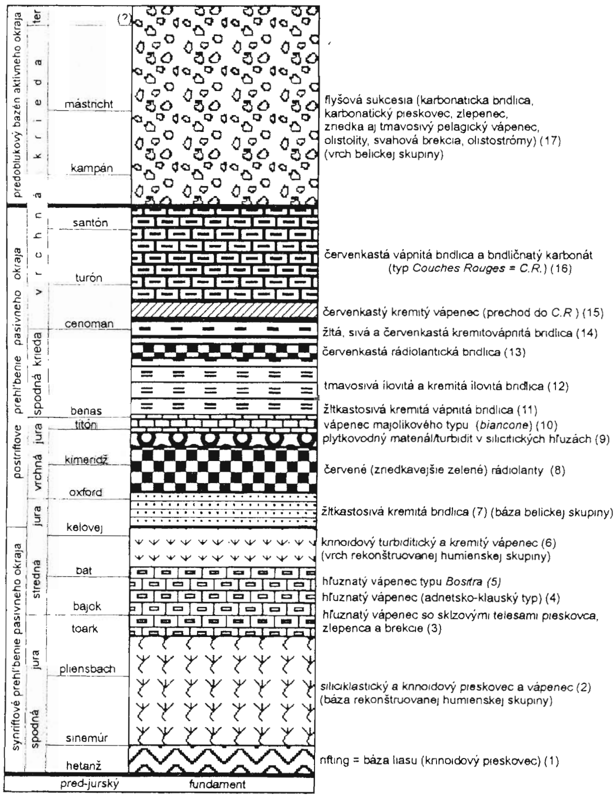
Obr. 5. Tektonometamorfné mikroštruktúry bázy vyššieho štruktúrneho komplexu tatrika (príkrov Panskej javoriny) a infratatrika (vrchného inoveckého a spodného belického príkrovu). a – fylonity (blastomylonity) granitov z bázy príkrovu Panskej javoriny (ca 300–350 °C, PI-17HZ), b – drobový metapieskovec ako matrix metakonglomerátov vrchného karbónu inoveckého príkrovu z Novianskej doliny (ca 250–300 °C, PI-5), c – kataklazity/blastomylonity svorov na báze inoveckého príkrovu v profile na JV od Čierneho vrchu (ca 200–250 °C, PI-90), d – mechanické dvojčatenie kalcitu v metakarbonátoch belického príkrovu z profilu pod Humiencom (ca 150–200 °C, PI-39), e, f – metabazalt olistolitu? (tektonickej trosky?) svorov s permskými metabazaltmi a metapieskovcami inoveckého príkrovu vo flyši belického príkrovu pri horárni Belice (250–300 °C, PI-24a), g – metapieskovec olistolitu? (tektonickej trosky?) svorov s permskými metabazaltmi a metapieskovcami inoveckého príkrovu vo flyši belického príkrovu pri horárni Belice (ca 250–300 °C, PI-24b), h – metapsefit – olistostromatická brekcia vo flyši belického príkrovu (ca 150–200 °C, PI-97, profil na JV od Čierneho vrchu).

Fig. 5. Tectonometamorphic microstructures from the base of the higher Tatric (Panská javorina nappe) and Infratatric (higher Inovec and lower Belice nappes) structural complex. a – phyllonites (blastomylonites) of granites from the base of the Panská javorina nappe (ca 300–350 °C, PI-17HZ), b – greywacke metasandstone as matrix of the Inovec nappe Upper Carboniferous metaconglomerates from the Novianska dolina valley (ca 250–300 °C, PI-5), c – micaschist cataclasites/blastomylonites of the Inovec nappe base in profile SE of Čierny vrch hill (ca 200–250 °C, PI-90), d – mechanical twinning of calcite in metacarbonates of the Belice nappe in profile below Humienec hill (ca 150–200 °C, PI-39), e, f – metabasalt from olistolith? (tectonic slice?) of micaschists with Permian metabasalts and metasandstones of the Inovec nappe within the flysch of the Belice nappe at the Belice gamesmaker's cottage (ca 250–300 °C, PI-24b), h – metapsephite – olistostromatic breccia within the flysch of the Belice nappe (ca 150–200 °C, PI-97, profile SE of Čierny vrch hill).



Obr. 7. BSE obraz svetlej sľudy v schematickom tektonostratigrafickom reze (obr. 6). a, b – anchimetamorfovaná ílovitá bridlica spodnej kriedy belickej skupiny (belický príkrov infratatrika, ca 150–200 °C, PI-21b – profil na JV od Čierneho vrchu). c, d – anchimetamorfovaný pieskovec olistolitu? (tektonickej trosky?) svorov s permskými metabazaltmi a metapieskovcami infratatrického inoveckého príkrovu vo flyši infratatrického belického príkrovu pri horárni Belice (ca 250–300 °C, PI-24b). e – anchimetamorfovaný drobový metapieskovec ako matrix zlepencov vrchného karbónu inoveckého príkrovu infratatrika z Novianskej doliny (ca 250–300 °C, PI-5). f – fylonity (blastomylonity) granitov z bázy násunovej plochy príkrovu Panskej javoriny vyššieho štruktúrneho komplexu tatrika (ca 300–350 °C, PI-17HZ).

Fig. 7. BSE images of the white mica from tectonostratigraphic profile (Fig. 6). a, b – anchimetamorphosed Lower Cretaceous clayey shale of the Belice Group (the Infratatric Belice nappe, ca 150–200 °C, PI-21b – profile SE of Čierny vrch hill). c, d – anchimetamorphosed metasandstone from olistolith? (tectonic slice?) of micaschists with Permian metabasalts and metasandstones of the Infratatric Inovec nappe, within the flysch of the Infratatric Belice nappe at the Belice gamesmaker's cottage (ca 250–300 °C, PI-24b). e – anchimetamorphosed greywacke as matrix of the Infratatric Inovec nappe Upper Carboniferous metaconglomerates from Novianska dolina valley (ca 250–300 °C, PI-5). f – phyllonites (blastomylonites) of granites from the base of the higher Tatric structural complex Panská javorina nappe (ca 300–350 °C, PI-17HZ).



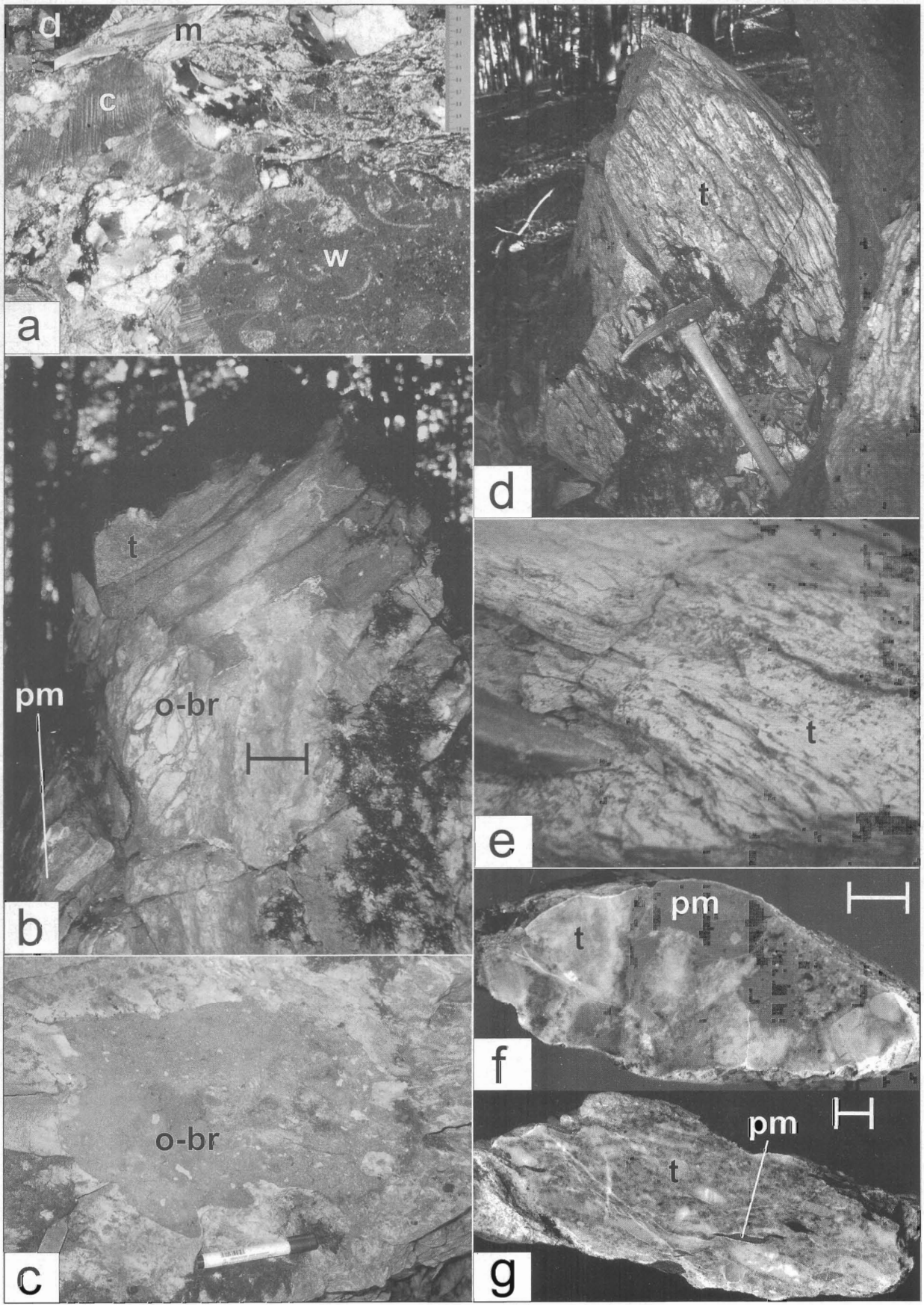
Obr. 8. Litostratigrafická schéma sedimentárnych sukcesií humienskej a belickej skupiny infratatrika.

Fig. 8. Lithostratigraphic scheme of sedimentary successions of the Infratatric Humienec and Belice Groups. 1 – rifting = base of Liassic (crinoidal sandstones), 2 – siliciclastic and crinoidal sandstones and sandy crinoidal limestones (base of reconstructed Humienec Group), 3 – nodular limestones with olistostromatic bodies of sandstones, conglomerates and breccias, 4 – nodular Adnet-Klaus type limestones, 5 – nodular limestones with *Bositra* sp., 6 – crinoidal turbiditic limestones and cherty limestones (top of reconstructed Humienec Group), 7 – yellowish-grayish cherty shales (base of the Belice Group), 8 – reddish (less greenish) radiolarites, 9 – silicitic nodules (chertyfied shallow-water material/turbidite), 10 – maiolica type limestone (*biancone*), 11 – yellowish-grayish cherty calcareous shales, 12 – dark-grey clayey and cherty clayey shales, 13 – reddish radiolaritic shales, 14 – yellowith, grayish and reddish cherty calcareous shales, 15 – reddish cherty limestones (transition to C. R.), 16 – reddish calcareous shales and marly carbonates (*Couches Rouges* = C. R.), 17 – flysch succession (carbonatic shales, carbonatic sandstones, conglomerates, rarely dark-gray pelagic limestones, olistoliths, scarp breccias, olistostromes) (top of the Belice Group).

permsko-spodnojurských sedimentov a vulkanitov. Olistostromatická brekcia (obr. 9b–c) obsahuje chaoticky usporiadaný klastogénny materiál svorového kryštalinika, permských klastík a vulkanitov, triasových až spodnojurských siliciklastík a karbonátov (vrátane hrdzavohnedých klastov skrasovatených karbonátov), ktorý sa zosunul do nelitifikovaného pelagického červenkastého mikritického karbonatického (obr. 9f) resp. ílovitého (obr. 9g) sedimentu s obsahom filamentov (pelagických bivalvií), typických v prechodnej zóne medzi adnetským a klauským horizontom (neskorý toark až bajok, napr. Gawlick a Suzuki, 1999). Foraminifery *Involutina* a s nimi sa vyskytujúce

Tab. 1
Vybrané analýzy svetlej sľudy sa vzťahujú na príkrovy infratatrika a bázu vyššieho štruktúrneho komplexu tatrika (zvýraznené na obr. 7)
Representative microprobe analyses of the white mica (analyses marked by bold are related to Fig. 7) from the Infratatric and higher Tatric structural complex nappes

tektonická jednotka	výbrus	**analýza**	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	F	Cl	NiO	Suma	**typ sľudy**
belický príkrov	PI-21b	**6 (ser4)**	47,66	0,68	29,58	0	4,29	0,04	3,29	0,11	0,11	7,54	0	0,03	0,02	93,35	alumoseladonit
		3 (ser1)	50,72	0,11	30,55	0,08	2,88	0,03	3,25	0,07	0,11	8,7	0,38	0	0,02	93,35	selad muskovit
		5 (ser3)	49,16	0,16	30,25	0	3,63	0,05	2,44	0,1	0,12	8,02	0,2	0,03	0,09	96,9	selad. muskovit
		4 (ser2)	48,48	0,32	33,82	0,01	1,55	0,02	1,36	0,13	0,26	7,87	0,29	0,01	0	94,25	klast. muskovit
	PI-24b	19 (ser10)	46,57	1,01	28,69	0,09	8,74	0,02	2,54	0,1	0,25	6,74	0	0,01	0,02	94,12	alumoseladonit
		13 (ser5)	49,75	0,04	31,34	0,03	4,23	0,01	1,8	0,08	0,33	7,86	0,05	0,02	0	94,78	selad. muskovit
		1 (ms1)	47,91	0,62	30,72	0,03	5,2	0	1,08	0,11	0,39	8,54	0	0,01	0,07	95,54	klast. muskovit
		12 (ms3)	47,01	0,34	36,87	0	0,68	0,02	0,38	0,05	0,8	8,5	0	0,01	0,05	94,68	klast. muskovit
inovecký príkrov	PI-3	ms1	46,61	0,67	35,85	0	1,16	0	0,59	0,02	1,59	8,69	0	0	0,03	94,71	muskovit
		ser1	47,01	0,21	32,94	0,09	1,73	0,05	1,31	0	0,13	10,72	0	0,01	0	95,21	seric. muskovit
	PI-4	ser2	49,99	0,37	31,08	0	2,34	0,02	1,98	0,03	0,1	9,43	0,24	0,01	0	94,2	selad. muskovit
		ms1	46,92	0,24	34,13	0,05	1,95	0,04	1,17	0,02	1,15	9	0,14	0,01	0	95,59	klast. muskovit
	PI-5	**3 (ser1)**	48,67	0,38	31,32	0	2,05	0,01	2,06	0,03	0,24	9,81	0	0,02	0	94,82	selad. muskovit
		ser8	46,05	0,15	32,93	0	2,96	0,03	2,16	0,05	0,4	7,83	0,23	0,02	0,02	94,59	selad. muskovit
		ser6	47,44	0,12	35,41	0	0,87	0,05	0,89	0,01	0,66	9,09	0,39	0,01	0,01	92,83	klast. muskovit
		ser7	48,6	0,09	35,29	0	1,13	0	1,08	0,06	0,53	8,67	0,34	0	0,01	94,95	klast. muskovit
príkrov Panskej javoriny	PI-17	**1 (ms1sv)**	48,68	0,15	29,92	0,03	4,86	0,1	0,92	0,04	0,3	10,54	0,58	0	0,11	95,8	sel. muskovit (1)
		2 (ms1tm)	48,33	0,07	35,47	0	1,46	0,03	0,79	0	0,1	10,14	0,53	0,01	0	96,23	muskovit (2)
		3 (ser2)	48,32	0,04	35,12	0	1,22	0	0,77	0	0,08	10,6	0,64	0,01	0	96,93	seric. muskovit
		ms4	47,45	0,02	34,55	0	1,69	0,04	0,76	0,03	0,07	10,64	1,16	0,01	0	96,8	muskovit


d
m
c
w
a
t
d
t
pm
o-br
b
t
e
pm
t
f
o-br
c
pm
t
g

ostrakóda, rádiolariá a amonity, ktorých prierezy sú viditeľné vo výbrusoch, sú typické aj pre spodnú až strednú juru. Vrstvy hľuznatého (adnetsko-klauského) vápenca a hľuznatého vápenca s *Bositra sp.* prekrýva hrubozrnný krinoidový, potom až jemnozrnný svetlý krinoidový turbidit (obr. 9b, d, e) s (nelitifikovaným) pelagickým karbonatickým mikritom (obr. 9f) a napokon kremitý vápenec pravdepodobne neskorej strednej jury.

Predchádzajúce litologické členy sa vo vlastnej jursko-kriedovej belickej skupine nevyskytujú, a sú teda špecifické pre humiensku skupinu synriftového prehĺbenia belického bazéna v spodnej a strednej jure. Belická skupina priestorovo – laterálne (nie priamo litostratigraficky) nadväzuje na humiensku, pretože sa vyvíjala v hlbšej a distálnejšej časti belického bazéna.

Belická skupina obsahuje tri hlavné sedimentárne sukcesie – 1. sukcesiu silicitických bridlíc až silicitov vrchnej jury s 3–5 m hrubým horizontom rádiolaritov, vápencov majolikového typu (titón – berias) a ílovito-kremitých bridlíc spodnej kriedy (s obsahom silicifikovaných schránok hedbergel; podľa Plašienku et al., 1994), 2. sukcesiu vápnitých bridlíc (typu *Couches Rouges*) skorej vrchnej kriedy a 3. sukcesiu flyšových sedimentov neskorej vrchnej kriedy s olistolitmi a olistostromatickými brekciami.

Mikropaleontologickým štúdiom sa stanovil stratigrafický rozsah belickej skupiny od vrchnej jury až do vrchnej kriedy (Kullmanová a Gašparíková, 1982; Soták et al., 1993; Plašienka et al., 1994; Plašienka a Ožvoldová, 1996; Putiš et al., 2005a, b). Nasledujúci opis litológie a litostratigrafie pochádza z profilu na SV od Belíc resp. na JV od sedla pod Čiernym vrchom, z hlbokých rýh na zvážnici na severnom svahu hrebeňa Čierny vrch – Inovec (obr. 3).

Belickú skupinu charakterizuje sukcesia silicitických (rádiolaritických) bridlíc s markrovým 3–5 m hrubým horizontom rádiolaritov (vrchná jura; obr. 10a), ktorá predstavuje *etapu postriftového prehĺbenia* belického bazéna. V sukcesii sa ojedinele vyskytujú silicitické hľuzy s plytkovodným alodapickým silicitizovaným materiálom turbiditov vrátane fosílií (obr. 10b–c). Nad rozbudinovanou 30–40 cm hrubou doskou (alodapického?) vápenca majolikového typu (obr. 10d) vystupujú ílovité a kremité ílovité bridlice (obr. 10e) s ojedinelými prierezmi silicifikovaných hedbergel, ktoré by mali byť spodnokriedového veku. Zrejme po hiáte (?, pozvoľný prechod nie je pozorovateľný a ich styk je zvýraznený alebo zastretý zvetranými tektonitmi) nasleduje súvrstvie vápnitých bridlíc s 30 cm hrubou doskou bohatou na oxidy Mn. Vápnité bridlice sú analogické s vápnitou bridlicou typu *Couches Rouges* (obr. 10f–h) na lokalite pod Humiencom (obr. 2), kde obsahuje cenomanské spoločenstvo foraminifer – globotrunkán, ale aj santónske spoločenstvo foraminifer s *Marginotruncata coronata* BOLLI (obr. 10f, šípka). Z porovnania nedeformovaných a deformovaných foraminifer (obr. 10f, g) vychádza ca 40–50-percentné skrátenie počas kompresie AD3 a transpresie AD4. Vyššie na obidvoch profiloch (obr. 2 a 3) je súvrstvie flyša (santón – mástricht) s olistolitmi, ale aj s olistostromatickou brekciou (obr. 11) obsahujúcou alebo monotónny svorový materiál (obr. 11a), alebo majúcou polymiktné zloženie klastov (obr. 11b–c) v pelagickom matrixe slabolitifikovaného červenkastého ílovca „červeného" flyša (obr. 11d). Mikroštruktúra brekcie (obr. 12a–c) dokumentuje prítomnosť svorových litoklastov (často s perfektne zachovaným biotitom; obr. 12b–c), ale aj silicitickej bridlice (obr. 12a–b) a karbonatického pieskovca (obr. 12b) vlastného „žltosivého" flyšového súvrstvia.

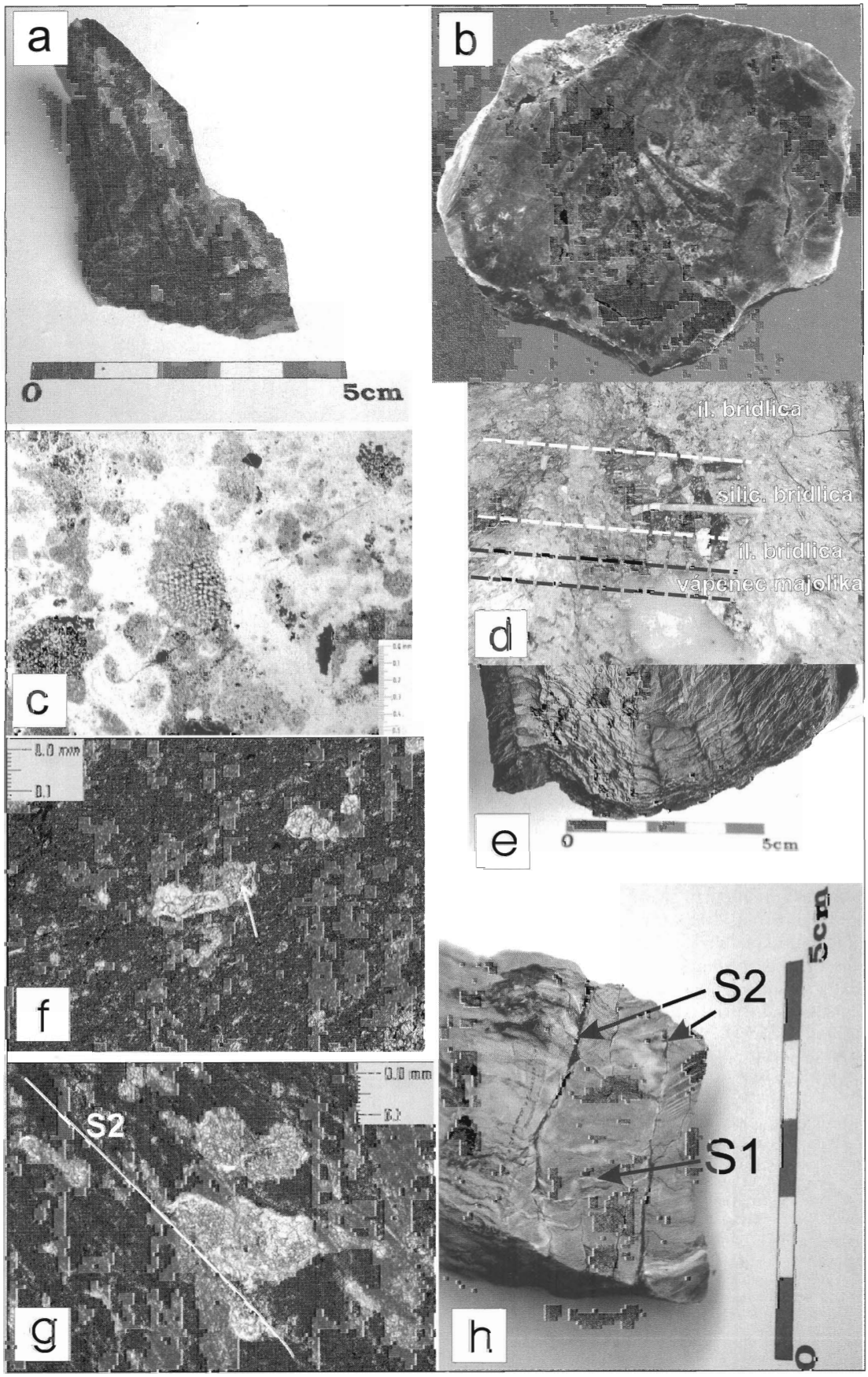
V pokračovaní opisovaného litologického profilu smerom na SZ do sedla pod Čiernym vrchom je typické obrátené poradie vrstiev, spôsobené vrásovou tektonikou. Na ílovitých a kremitých ílovitých bridliciach (s hedbergelami) spodnej kriedy tam leží vrchnojurské súvrstvie silicitických bridlíc s rádiolaritmi. Obrátenú pozíciu majú aj vrstvy flyša pri sedle pod Čiernym vrchom (obr. 12d). Súvrstvia predstavujú obrátené (spodné) rameno ležatej vrásy s vergenciou na SZ.

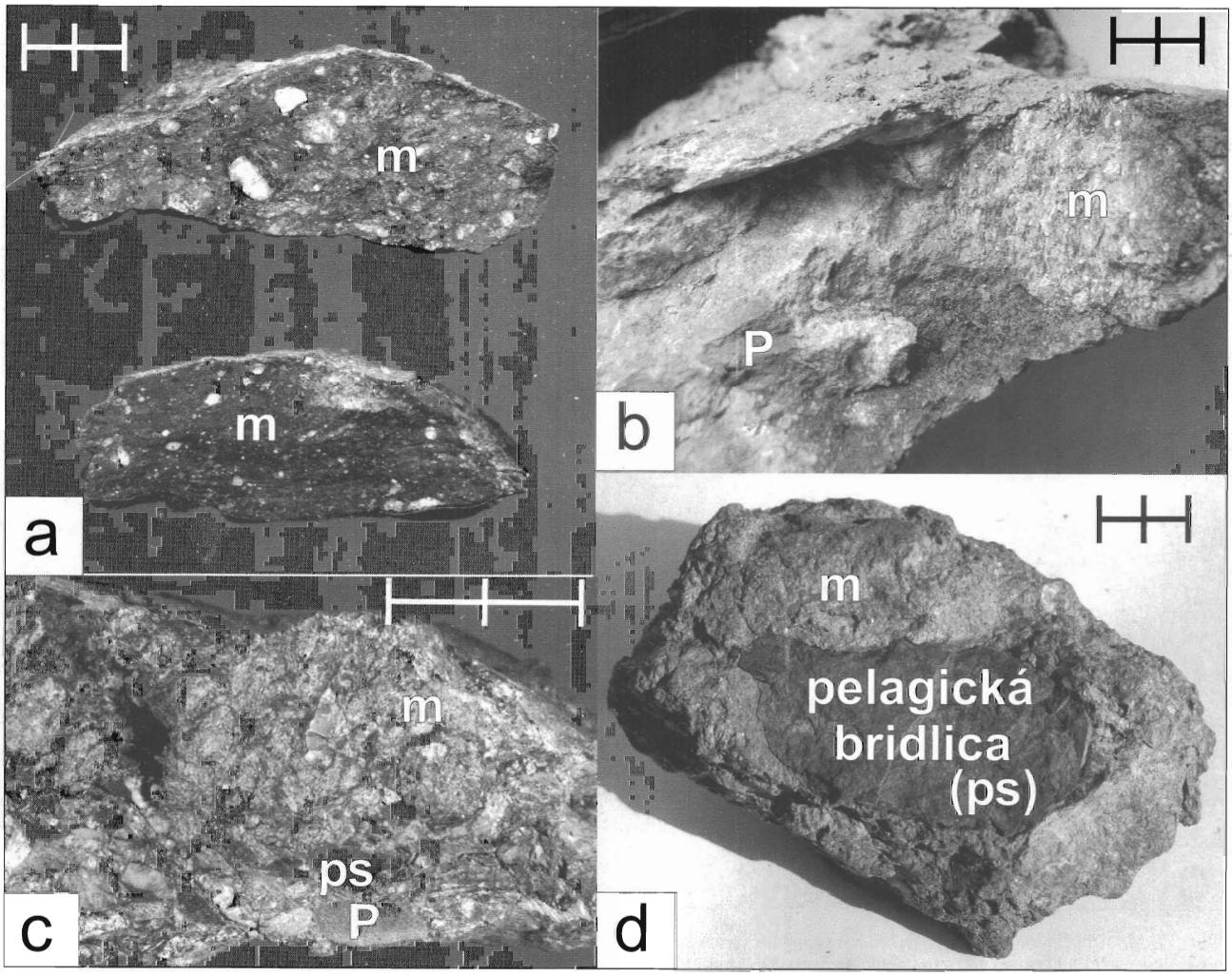
Petrologicko-geochemické znaky bazaltov infratatrika

Bazalty permu inoveckej skupiny inoveckého príkrovu z oblasti Hôrčanskej a Hrádockej doliny, ale aj od Belíc a Humienca petrograficky podrobne charakterizuje Putiš (1986) a Korikovsky et al. (1995). Permský bazalt až bazaltický trachyandezit inoveckého príkrovu z Hôrčanskej doliny má vlastne rovnaké chemické zloženie ako bazalt anchimetamorfovaného (tektonického?, olistolitického?) fragmentu inoveckého príkrovu vo flyšových sedimentoch oblasti Belíc alebo aj ako bazalt nemetamorfovaného (resp. nevýrazne anchimetamorfovaného) olistolitu (hypotetického humienskeho príkrovu) vo flyšových sedimentoch oblasti Humienca (obr. 13, diagram LeMaitra, 1989). Majú úplne rovnaký obraz normalizovaného obsahu REE (obr. 14; normalizované podľa Evensena et al., 1978), typický pre vápenato-alkalické magmatity. Všetky tri porovnávané bazalty naznačujú pôvod v deštruovanom

Obr. 9. Humienska skupina belického príkrovu infratatrika v profile pod Humiencom. a – piesčitý krinoidový vápenec spodnej jury (PI-29) s rekryštalizovanými článkami krinoidov, s resedimentovanými litoklastmi plytkovodného organogénneho mikritického vápenca (w – wackstone), dolomitu (d) a svorov (m), b, c – olistostromatická brekcia svorov a ich permotriasového obalu (o-br) v pelagickom karbonátovom matrixe (pm) (PI-111) spodnej jury prekrytá hrubozrnným (b, PI-112) a jemnozrnným (d, e, PI-113) krinoidovým turbiditom (t) strednej jury, f – (svetlý) krinoidový turbidit (d, e) vyplnený (tmavým) červenkastým pelagickým matrixom (pm) charakteru mikritického vápenca (f, PI-111a) alebo ílovca (g, PI-111b) strednej jury. Mierka: a – 1 mm, b – 10 cm, c – 12 cm pero, d – dĺžka kladiva 40 cm, f, g – 1 cm.

Fig. 9. The Humienec Group of the Infratatric Belice nappe in profile below the Humienec hill. a – the Lower Jurassic sandy crinoidal limestones (PI-29) with recrystallized crinoids, resedimented lithoclasts of shallow-water organogenic micritic limestones (w – wackstone), dolostones (d) and micaschists (m), b, c – olistostromatic breccias of micaschists and their Permo-Triassic cover (o-br) in Lower Jurassic pelagic carbonatic matrix (pm) (PI-111), covered by coarse-grained (b, PI-112) and fine-grained (d, e, PI-113) Middle Jurassic crinoidal turbidite (t), f – crinoidal turbidite (d, e, pale) infilled with Middle Jurassic (dark) reddish pelagic matrix (pm) of the micritic limestone (f, PI-111a), or claystone character (g, PI-111b). Scale bar: a – 1 mm, b – 10 cm, c – 12 cm (pen length), d – 40 cm (hammer length), f, g – 1 cm.


a
0
5cm
b
il. bridlica
silic. bridlica
il. bridlica
vápenec majolika
d
e
0
5cm
c
f
g
S2
h
S2
S1
5cm
0



Obr. 11. Príklady vrchnokriedovej olistostromatickej brekcie vo flyši belickej skupiny belického príkrovu infratatrika. a, b – monomiktná brekcia s prevahou materiálu svorov (m) (a, PI-81a) alebo polymiktná s prevahou litoklastov svorov (m), permskej bridlice a pieskovca (P) (b, PI-81b). c, d – polymiktná brekcia s matrixom červenkastej pelagickej ílovitej bridlice (ps) „červeného" flyša (c, d, PI-81c, d). Mierka, 1 diel = 1 cm.

Fig. 11. Examples of Upper Cretaceous olistostromatic breccias in flysch of the Infratatric Belice Group. a, b – monomictic breccia with prevailing micaschists material (m) (a, PI-81a) or polymictic one with predominating lithoclasts of micaschists (m). Permian shales and sandstones (P) (b, PI-81b). c, d – polymictic breccia with matrix of reddish pelagic shale (ps) of the "red" flysch (c, d, PI-81c, d). Scale bar: 1 cm.

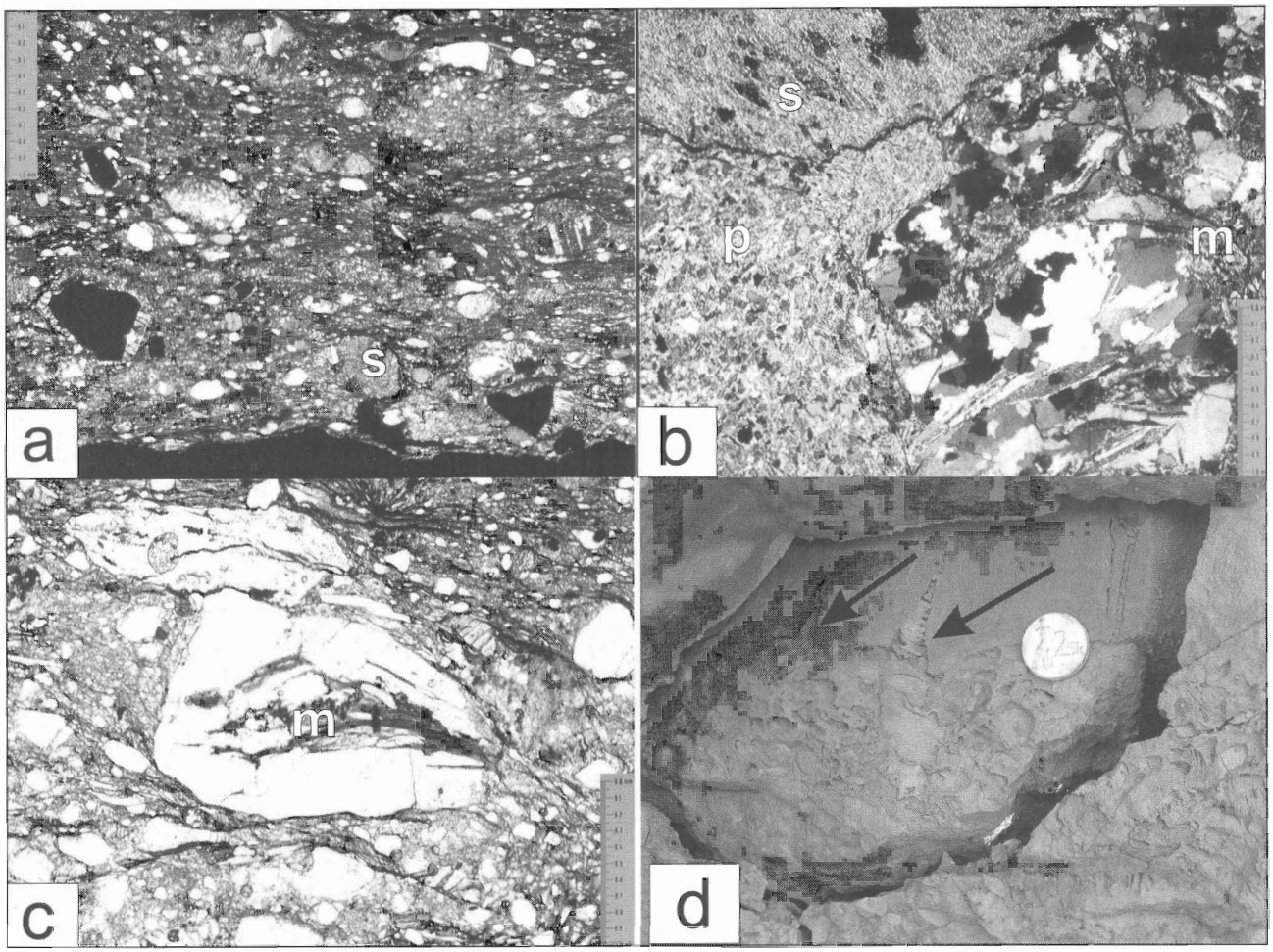
kontinentálnom okraji, alebo sú vnútroplatňové – kontaminované v kontinentálnej kôre (obr. 15; diagram Wooda, 1980). Predpokladaný permský vek analyzovaných bazaltov potvrdzujú aj typické permské červenkasto-zelenkasté (meta)klastiká, ktorými sú bazalty „obalené" a len spolu s nimi vystupujú v tektonických fragmentoch alebo v olistolitoch uprostred flyšových sedimentov.

Rekonštrukcia paleotektonického vývoja infratatrika a diskusia

Výsledky geologického mapovania, ako aj štruktúrnej a litofaciálnej analýzy pozdĺž viac-menej súvisle odkrytých litologických profilov sú zdrojom nových informácií o sukcesnej schéme jursko-kriedových sedimentov humien-

◀**Obr. 10.** Belická skupina belického príkrovu infratatrika. a – rádiolarit vrchnej jury, b, c – silicitická hľuza vrchnej jury so silicitizovanými klastmi plytkovodného karbonátu (c) z turbiditov, d – normálny sled vrstiev najvrchnejšej jury a spodnej kriedy v zárezе cesty pri sedle na JV od Čierneho vrchu, e – kremitá ílovitá bridlica spodnej kriedy, f, g – mikroštruktúra vápnitej bridlice s foraminiferami (vrátane *Marginotruncata coronata* Bolli, f – šípka) a deformovanými foraminiferami (g), h – vrásková kliváž S2 vápnitej bridlice (typu *Couches Rouges*) cenomanu až santónu.

Fig. 10. The Belice Group of the Infratatric Belice nappe. a – Upper Jurassic radiolarite; Lower Cretaceous clayey shale, b, c – silicitic nodules with silicified shallow-water carbonate clasts (c) from turbidites, d – normal sequence of the uppermost Jurassic to Lower Cretaceous strata in road cut SE of the Čierny vrch hill saddle, e – Lower Cretaceous cherty shale, f, g – microstructure of calcareous shale with foraminifera (including *Marginotruncata coronata* Bolli, f – arrow) and deformed foraminifera (g), h – crenulation S2 cleavage in Cenomanian to Santonian calcareous shales (*Couches Rouges* type).



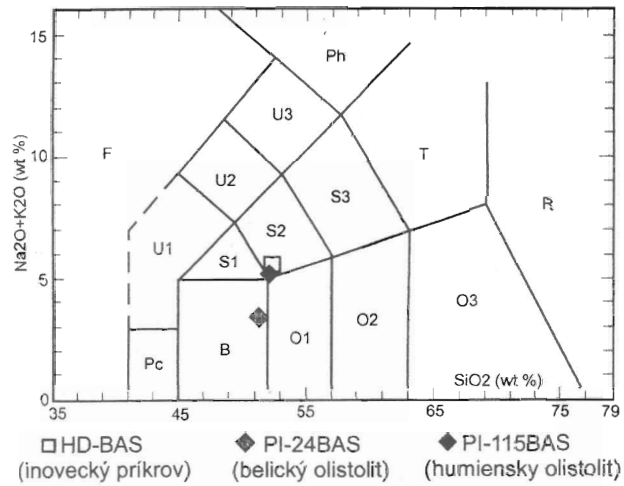
Obr. 12. Mikroštruktúra vrchnokriedovej olistostromatickej brekcie vo flyši belickej skupiny belického príkrovu infratatrika dokumentuje prítomnosť svorových litoklastov (m) (s perfektne zachovaným biotitom, c, PI-81a), ale aj silicitickej bridlice (s) (a-b, PI-81b) v matrixe karbonatického pieskovca (p) (b, PI-81c) vlastného „žltosivého" flyša. d – obrátený sled vrstiev vo vrchnokriedovom flyši pri sedle pod Čiernym vrchom. Mierka mikroštruktúr: 1 mm.

Fig. 12. Microstructures of Upper Cretaceous olistostromatic breccias in flysch of the Infratatric Belice Group document the micaschist lithoclasts (m) (with fresh biotite, c, PI-81a), including cherty shales (s) (a-b, PI-81b) in matrix of carbonatic sandstone (p) (b, PI-81c) of "yellow-grey" flysch. d – overturned strata sequence of the flysch (near the Čierny vrch hill saddle). Scale bar in microstructures: 1 mm.

skej a belickej skupiny infratatrika (obr. 8) a o ich litostratigrafickom rozsahu aj na základe nálezov fosílií.

Vrchnojursko-spodnokriedová sukcesia belickej skupiny s markrovým horizontom rádiolaritov, ktorú sme rekonštruovali, zodpovedá lazianskemu súvrstviu Plašienku et al. (1994). Novým zisteným členom sú silicitické hľuzy, ktoré predstavujú silicifikovaný plytkovodný alodapický klastickokarbonátový materiál usadený z turbiditov, ako aj časť súvrstvia ílovito-kremitých bridlíc obsahujúceho len 0,8 m hrubú dosku červenkastej rádiolaritickej bridlice. Súvrstvie sa nachádza nad tenkou doskou vápenca majolikového typu a podľa pozície aj nálezov hedbergel v podobných litotypoch (Plašienka et al., 1994) zrejme patrí do spodnej kriedy. Nad ním je sukcesia vápnitých bridlíc a flyšových sedimentov. Tým by sa v tejto časti profilu na JV od Čierneho vrchu dala dokumentovať normálna – hoci nesúvislá – litostratigrafická postupnosť, ktorá pokračuje ďalej na SZ (smerom do sedla pod Čiernym vrchom) v obrátenom poriadku vrstiev (rádiolarity a rádiolaritické bridlice sú nad ílovito-kremitými bridlicami s hedbergelami).

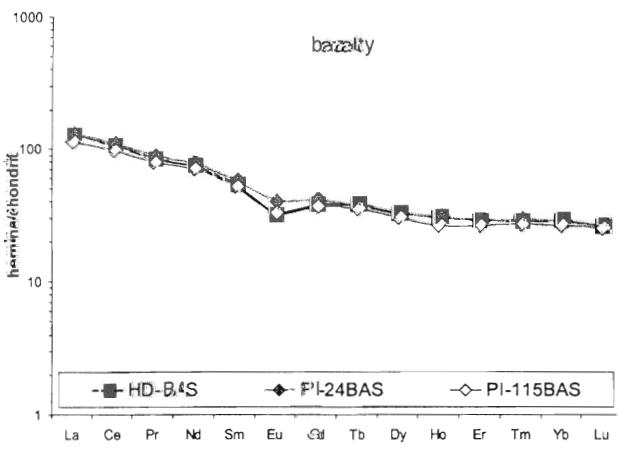
Rekonštruovala sa aj predvrchnojurská sedimentárna sukcesia humienskej skupiny, a to z litofácií olistolitov v kriedovom flyši belickej jednotky v oblasti Humienca. Výsledky analýzy naznačujú prepojenie humienskej a belickej sedimentačnej oblasti do spoločného belického bazéna. Svory s permsko-triasovým až skorým spodnojurským obalom boli zdrojom klastík rekonštruovanej strednej až neskorej spodnojurskej a strednojurskej sukcesie humienskej skupiny. Fragmenty stenčeného fundamentu sa spolu s humienskou skupinou včlenili do (hypotetického) humienskeho príkrovu infratatrika, ktorého zvyšky sú už iba vo forme olistolitov vo vrchnokriedovom flyši belickej skupiny. Zdrojový materiál neskorovrchnokriedových olistolitov obsahujúcich jurské sedimenty humienskej skupiny humienskeho príkrovu (?) nie



Obr. 13. Chemické zloženie (permských) bazaltov až bazaltických trachyandezitov infratatrika Považského Inovca v diagrame LeMaitra (1989). F – foidy, Pc – pikrobazalt, B – bazalt, O1 – bazaltický andezit, O2 – andezit, O3 – dacit, S1 – trachybazalt, S2 – bazaltický trachyandezit, S3 – trachyandezit, T – trachyt (q < 20 %), trachydacit (q > 20 %), R – ryolit, U1 – tefrit (ol < 10 %), bazanit (ol > 10 %), U2 – fonotefrit, U3 – tefrifonolit, Ph – fonolit.

Fig. 13. Chemical composition of (Permian) basalts to basaltic trachyandesites of the Považský Inovec Mts. Infratatric Zone in diagram of LeMaitre (1989). F – foids, Pc – picrobasalt, B – basalt, O1 – basaltic andesite, O2 – andesite, O3 – dacite, S1 – trachybasalt, S2 – basaltic trachyandesite, S3 – trachyandesite, T – trachyte (q < 20 %), trachydacite (q > 20 %), R – rhyolite, U1 – tefrite (ol < 10 %), basanite (ol > 10 %), U2 – phonotefrite, U3 – tefriphonolite, Ph – phonolite.

je, na rozdiel od výrazne anchimetamorfovaného zdrojového materiálu svorového kryštalinika a jeho permsko-triasového obalu inoveckej skupiny inoveckého príkrovu alpínsky metamorfovaný, hoci obidva zdroje boli funkčné v rovnakom čase po vrchnokriedovej metamorfóze (ca pred 80–90 miliónmi rokov), keď obidva príkrovy resp. štruktúrne celky vznikli. Humiensku skupinu preto

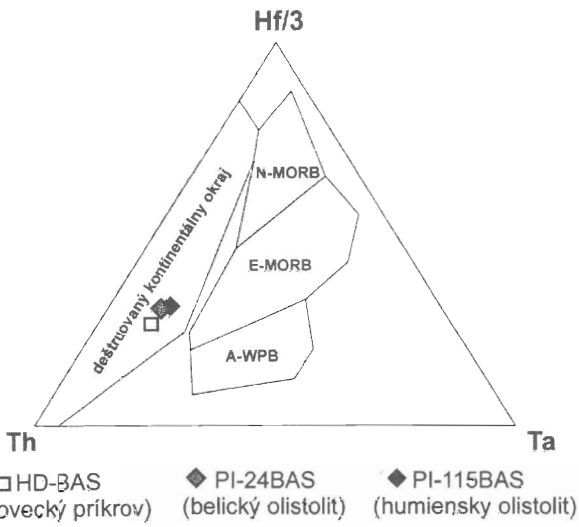


Obr. 14. Obraz normalizovaného obsahu REE (permských) bazaltov až bazaltických trachyandezitov infratatrika Považského Inovca (normalizované podľa Evensena et al., 1978).

Fig. 14. REE diagram of (Permian) basalts to basaltic trachyandesites of the Považský Inovec Mts. Infratatric Zone (normalized after Evensen et al., 1978).

nepovažujeme za súčasť inoveckého príkrovu, ktorého svorové kryštalinikum a jeho vrchnokarbónsko-stredno-triasový obal (bez jurských sedimentov) sú výrazne anchimetamorfované, a tým aj materiál neskorovrchnokriedových olistolitov, ktorý z neho pochádza. Humiensky príkrov (?) bol viac-menej nemetamorfne deformovaný čelom presúvajúceho sa inoveckého príkrovu, lebo sa spolu s inoveckým príkrovom stal zdrojom olistolitov neskorovrchnokriedového flyša.

Humienska skupina sa odlišuje aj od podstatnej časti obalu vyššieho štruktúrneho komplexu tatrika, lebo v nej chýba typický tatrický fundament (granitoidy, rula, migmatity) a jeho obal, ako zdrojový materiál olistolitov. Podľa paleotektonickej schémy (obr. 16) humiensky sedimentačný priestor infratatrika v jure a kriede od južnejších zón tatrika oddeľovala zdvihnutá inovecká (prahová) oblasť infratatrika, s čím súvisí aj chýbanie jursko-kriedových sedimentov



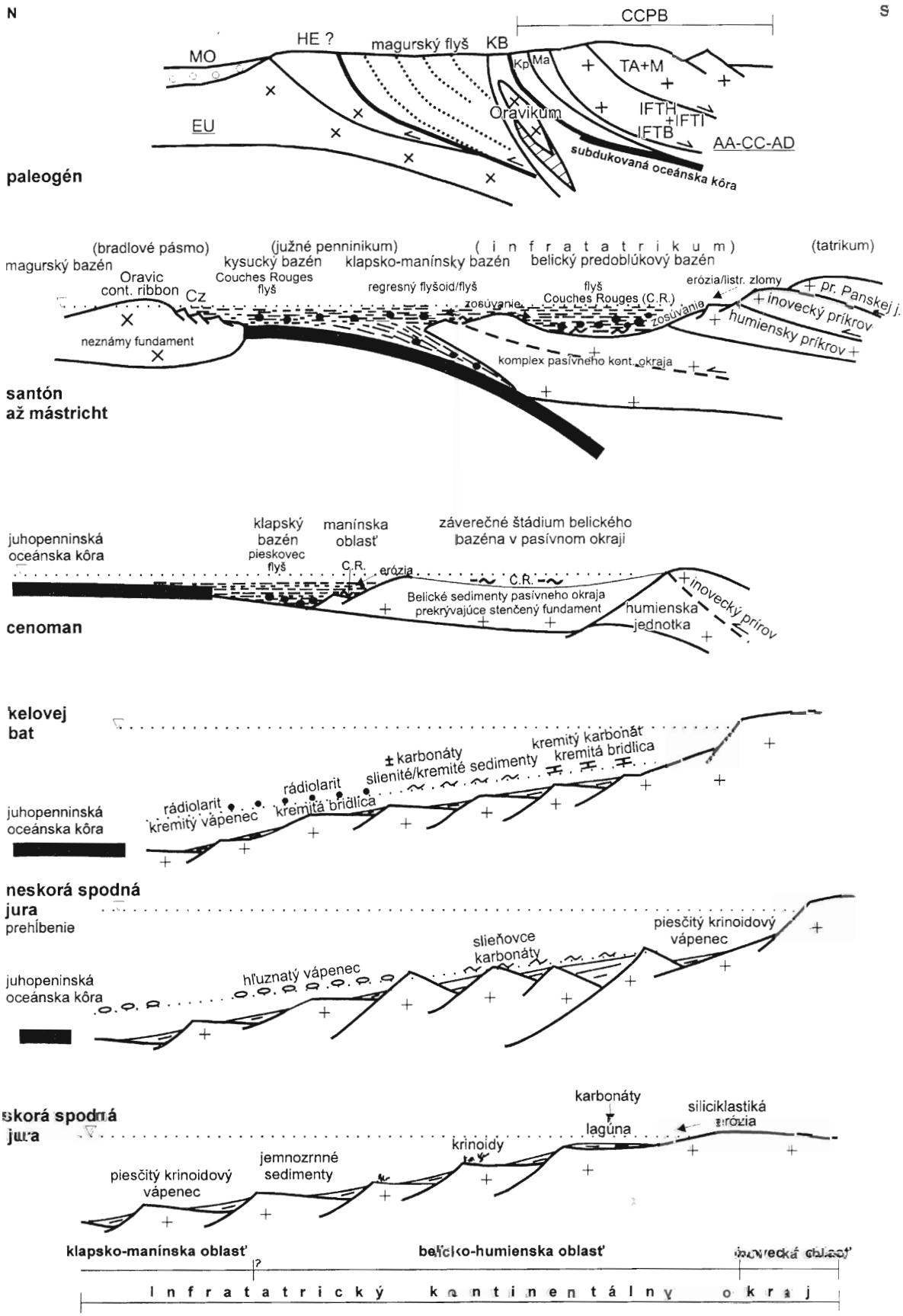
Obr. 15. Pôvod (permských) bazaltov až bazaltických trachyandezitov infratatrika Považského Inovca podľa diagramu Wooda (1980).

Fig. 15. Origin of (Permian) basalts to basaltic trachyandesites of the Považský Inovec Mts. Infratatric Zone in diagram of Wood (1980).

v obalovej inoveckej skupine. Preto je humienska skupina paleotektonicky spájacím článkom belickej a inoveckej oblasti infratatrika, ale nie inoveckej (infratatrickej), s vyšším (južnejším) štruktúrnym komplexom tatrika.

Výskyt anchimetamorfovaného materiálu v olistolitoch neskorovrchnokriedového flyša súvisí s tektonickým prekrytím inoveckého príkrovu vyšším štruktúrnym komplexom tatrika (vrátane príkrovu Panskej javoriny) počas staršej vrchnokriedovej tektonometamorfózy (ca pred 80–90 miliónmi rokov), s ich synkliznou exhumáciou a násunom vo forme inoveckého príkrovu na humiensky „príkrov", s ktorým spolu sa stal zdrojom olistolitov, olistostróm a svahových brekcií v neskorovrchnokriedovom flyši.

Humienska jednotka, ktorej formu iba rekonštruujeme ako príkrov (?) či zdvihnutý hrast (?), rampu (?), pochádza


N
S
CCPB
HE ?
magurský flyš
KB
MO
Kp
Ma
TA+M
Oravikum
IFTH
IFTI
IFTB
EU
AA-CC-AD
subdukovaná oceánska kôra
paleogén
(bradlové pásmo)
(južné penninikum)
(i n f r a t a t r i k u m)
(tatrikum)
magurský bazén
kysucký bazén
klapsko-manínsky bazén
belický predoblúkový bazén
Oravic cont. ribbon
Cz
Couches Rouges flyš
regresný flyšoid/flyš
zosúvanie
flyš Couches Rouges (C.R.)
erózia/listr. zlomy
pr. Panskej j.
inovecký príkrov
humiensky príkrov
neznámy fundament
komplex pasívneho kont. okraja
santón až mástricht
juhopenninská oceánska kôra
klapský bazén
manínska oblasť
záverečné štádium belického bazéna v pasívnom okraji
pieskovec flyš
C.R.
erózia
Belické sedimenty pasívneho okraja prekrývajúce stenčený fundament
humienska jednotka
inovecký prírov
cenoman
kelovej bat
±karbonáty
slienité/kremité sedimenty
kremitý karbonát
kremitá bridlica
rádiolarit kremitý vápenec
rádiolarit kremitá bridlica
juhopenninská oceánska kôra
neskorá spodná jura
prehĺbenie
slieňovce karbonáty
piesčitý krinoidový vápenec
hľuznatý vápenec
juhopeninská oceánska kôra
skorá spodná jura
karbonáty
siliciklastiká
lagúna
erózia
krinoidy
jemnozrnné sedimenty
piesčitý krinoidový vápenec
klapsko-manínska oblasť
belsko-humienska oblasť
inovecká oblasť
I n f r a t a t r i c k ý k o n t i n e n t á l n y o k r a j

z južnej okrajovej časti belického bazéna a má podobný typ svorového fundamentu a permsko-triasového obalu ako inovecká jednotka a navyše obsahuje aj spodnojurské a strednojurské členy. V rámci belickej skupiny (s olistolitmi humienskej skupiny v neskorovrchnokriedovom flyši) sa do belického príkrovu včlenila, pri skorej terciérnej tektonometamorfóze, ktorú indikuje celohorninový metamorfný K-Ar vek (nepublikovaný údaj 46 ± 3 miliónov rokov z bazaltu humienskeho olistolitu; osobná informácia W. Frischa). Belický príkrov bol ponorený pod inovecký príkrov a vyšší tatrický štruktúrny komplex v zóne veľmi nízkoteplotného a vysokotlakového gradientu, a preto signalizuje len nevýraznú (anchi)metamorfózu.

Kedže indikácie oceánskej kôry ako súčasti belického príkrovu nemožno potvrdiť, jursko-strednokriedové sedimentárne sukcesie humienskej a belickej skupiny pokladáme za reprezentanta stenčeného pasívneho okraja kontinentu. Výraznú dynamiku okraja bazéna v spodnej jure naznačuje sedimentácia olistostróm, svahových brekcií a turbiditov, ako aj postupné prehlbovanie synriftových a postriftových sedimentárnych fácií. Tie naznačujú prostredie extenziou stenčovaného kontinentálneho okraja s postupne prehlbovaným (belickým) bazénom. Štádium oceánskeho riftingu sa síce nepotvrdilo, ale synriftové prehĺbenie časovo zodpovedá rádiometrickému veku oceánskej kôry, a teda otvoreniu juhopenninského oceána (Ratschbacher et al., 2004) v neskorej spodnej jure. Pokračovanie juhopenninského oceána do Západných Karpát rekonštruujeme v oblasti medzi infratatrikom a bradlovým pásmom (obr. 16). Belická aj humienska skupina po otvorení juhopenninského oceána patrili k jeho južnému okraju, ale zároveň zostali lokalizované na stenčenom kontinentálnom okraji. To je rozhodujúce kritérium, prečo ani belickú skupinu nepovažujeme za typické penninikum. Jej podkladom nebola oceánska, ale iba stenčená kontinentálna kôra. Z hľadiska paleotektonického vývoja ich možno sčasti porovnávať so zónou Matrei Východných Álp (Frisch et al., 1987), hoci tá naozaj vznikla na okraji oceánskej kôry južného penninika a obsahuje tomu zodpovedajúce fácie hlbokovodných sedimentov typu *Bündnerschiefer* s ofiolitmi (okrem redeponovaného kontinentálneho materiálu z čela austroalpínskych príkrovov).

Aj ďalšia etapa vývoja belickej skupiny pokračovala na okraji kontinentu. Zastupujú ju hemipelagické vápnité sedimenty typu *Couches-Rouges* (cenoman – santón) zodpovedajúce „svinickým" slieňovcom Plašienku et al. (1994) turónskeho veku (Soták et al., 1993). Nám sa podarilo odlíšiť dve významne zastúpené skupiny foraminifer – spoločenstvo *Globotruncana sp.* zodpovedá cenomanu, spoločenstvo s *Marginotruncata coronata* Bolli je typické pre santón.

Zmenu pelagickej, prevažne silicitickej sedimentácie (vrchná jura až spodná krieda) na hemipelagickú (cenoman – santón) už dávame do súvislosti so začínajúcou subdukciou oceánskej kôry južného penninika pod kontinentálny okraj austroalpínsko-centrokarpatskej mikroplatne (Putiš, 2002). Predpokladáme vznik čiastočne vynorenej akrečnej prizmy (nad subdukčnou zónou), budovanej hlavne z jursko-strednokriedových sedimentov pôvodného pasívneho kontinentálneho okraja, a to manínsko-klapskej a belicko-humienskej oblasti v sprievode stenčených fragmentov kryštalinického podložia a jeho platformového obalu (obr. 16). Sčasti v predpolí oceánskej kôry mohli vznikať flyšové sedimenty klapskej jednotky (napr. Marschalko, 1986; Marschalko a Rakús, 1997; Rakús a Marschalko, 1997). Na vrchnoalbsko-cenomanskú akrečnú prizmu („Andrusovov chrbát"?) sa mohli dosunúť príkrovy z vnútorných zón ako zdroj tzv. exotického materiálu vrátane hlbokovodných triasových karbonátov a vysokotlakových hornín meliatskeho typu (podľa datovania amfibolu modrých bridlíc na ca 150 miliónov rokov ^{40}Ar-^{39}Ar metódou; Dal Piaz et al., 1995) zistených v konglomerátoch flyša klapskej jednotky (Šímová, 1985; Mišík a Marschalko, 1988). V ďalšej etape subdukcie boli flyšové sedimenty klapskej jednotky akreované k sedimentom pasívneho okraja a nad akrečnou prizmou sa najneskôr v santóne belický bazén pasívneho okraja zmenil na predoblúkový aktívneho okraja.

Nasledujúce prehĺbenie predoblúkového bazéna odráža neskorovrchnokriedová (od santónu) flyšová sedimentácia s olistolitmi, olistostrómami a svahovými brekciami. Sedimentológiu „červeného" flyša s polymiktnou brekciou (hrantské vrstvy), ako aj „žltosivého" flyša (rázovské vrstvy) podrobne charakterizuje Plašienka et al. (1994). Brekcie sa prejavujú ako olistostrómy (veľké niekoľko desiatok až prvé stovky metrov) v žltosivom flyši. Petrografické zloženie litoklastov je variabilné – od prevládajúceho takmer monomiktného svorového materiálu až po veľmi pestrý polymiktný, zložený zo svorov, permského pieskovca a bridlíc, dolomitu, piesčitého krinoidového vápenca, červenkastého hľuznatého vápenca a silicitickej bridlice. Pelagický matrix červenkastého ílovca bol v čase ich vzniku len slabo litifikovaný. Na iných miestach je ich matrixom karbonatický pieskovec „žltosivého" flyša (obr. 11, 12). Olistostrómy naznačujú miernejší, zrejme severný (na J sklonený) svah akrečnej prizmy s pomalým (spätným) skĺzavaním olistostromatických telies a so sprievodnou eróziou podložia, a to na rozdiel od strmého reliéfu južného (na S skloneného) svahu, ktorý bol zdrojom aj rozsiahlejších telies olistolitov svorového fundamentu a sedimentárnych sukcesií uvoľňovaných pozdĺž listrických zlomov z čela humienskeho a inoveckého príkrovu (obr. 16).

Obr. 16. Schéma paleotektonického vývoja infratatrika. MO – molasová zóna, HE – helvetikum, KB – bradlové pásmo, Kp – klapská jednotka, Ma – manínska jednotka, IFTB – belická jednotka, IFTH – humienska jednotka, IFTI – inovecká jednotka infratatrika, Ta + M – tatrikum a mezozoické príkrovy tatrika a hronika, EU – európska platňa, AA-CC-AD – austroalpínsko-centrokarpatsko-adriatická mikroplatňa, CCPB – vnútrokarpatský paleogén.

Fig. 16. Scheme of paleotectonic evolution of the Infratatricum. MO – Molasse zone, HE – Helveticum, KB – Klippen Belt, Kp – Klape Unit, Ma – Manín Unit, IFTB – Belice Unit, IFTH – Humienec Unit, IFTI – Inovec Unit of the Infratatricum, Ta + M – Tatricum and Mesozoic Fatric and Hronic nappes, EU – European plate, AA-CC-AD – Austroalpine-Centrocarpathian-Adriatic microplate, CCPB – Centrocarpathian Paleogene Basin sediments.

Podľa Plašienku (1995) sa pasívny kontinentálny okraj na aktívny zmenil subdukciou belickej jednotky ako reprezentanta oceánskej kôry južného penninika – s hlbokovodnými sedimentmi, vrátane flyšových, obsahujúcimi o. i. aj olistolity s bazaltmi predpokladaného jursko-kriedového veku – pod kontinentálny okraj s tatrikom. Súčasťou zdrojov olistolitov flyša belickej jednotky teda mali byť aj bazalty oceánskej kôry a postupne aj tatrické, fatrické a vyššie príkrovy z J. Petrologicko-geochemické znaky týchto bazaltov nie sú kompatibilné so znakmi bazaltov oceánskej kôry, ale ich chemizmus zodpovedá bazaltom z deštruovaného okraja kontinentu alebo kontaminovaným vnútroplatňovým bazaltom, odkiaľ zrejme pochádzajú aj permské bazalty vyššieho infratatrického inoveckého príkrovu (obr. 13–15). Preto (meta)bazalty a červenkasté resp. zelenkasté kontinentálne (meta)klastiká, ktoré ich „obaľujú", pokladáme za olistolity permských hornín vyskytujúce sa vo vrchnokriedovom flyši.

Je zaujímavé, že bazalty olistolitov pochádzajú z odlišných príkrovov resp. z odlišných skupín, čo indikuje rozdiel v ich metamorfóze. Kým „belický" olistolit (?) či tektonický fragment (?) je z inoveckého príkrovu (s výrazne anchimetamorfovanými permskými klastikami a vulkanitmi; obr. 5–7), „humiensky" pochádza z humienskej skupiny hypotetického humienskeho príkrovu s nemetamorfovanými resp. nevýrazne anchimetamorfovanými permskými klastikami a vulkanitmi. Bazalty obidvoch olistolitov sú navyše obklopené permskými klastikami a iba spolu s nimi resp. aj s podložnými svormi (prípad belického olistolitu), alebo aj s rozsiahlejšou sedimentárnou sukcesiou (prípad humienskeho olistolitu) skĺzli do flyšového bazéna. V prípade rozsiahlejších krýh svorovo-permských hornín a kryhy karbonátov Hradiska, prirodzene, pripúšťame ich tektonický pôvod ako tektonických „trosiek" na flyši, ale to nevylučuje, že predtým boli zdrojom olistolitov. Napr. aj kryha svorového kryštalinika na S od Humienca (obr. 2) je skôr tektonickou troskou inoveckého príkrovu ako olistolitom.

Výsledky izotopovej analýzy matrixu karbonátov a kalcitických žiliek karbonátov a bazaltov naznačujú, že existujú obidva opisované typy karbonatických žiliek. Záporné hodnoty $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ v kalcitových žilkách bazaltov (PI-24a) belického olistolitu (či tektonickej kryhy?) naznačujú ich diageneticko-metamorfný pôvod v meteorickom prostredí, kým v bazalte humienskeho olistolitu – v jedinom prípade – nízke, ale kladné hodnoty $\delta^{13}C$ podporujú názor o neptunických dajkách karbonátov morského pôvodu (Soták et al., 1993). Permský vulkanickosedimentárny materiál sa zrejme turbiditmi mohol vo forme blokov veľkých niekoľko 10 m dostať do hlbokovodného prostredia už pri jurskom synriftovom prehlbovaní belického bazéna ako súčasť humienskej skupiny. Žilky kalcitu pretínajúce bazalt (PI-115) majú totiž veľmi podobný obsah $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ ako matrix červenkastých hľuznatých karbonátov (PI-110/2) humienskej skupiny v tom istom, t. j. v humienskom olistolite. Hodnoty sú porovnateľné aj s matrixom vápnitej bridlice (PI-105) typu *Couches Rouges* belickej skupiny (tab. 2). Podobný obsah $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ sa však zistil aj v deformačných žilkách týchto litotypov, čo by mohlo naznačovať čiastočnú reekvilibráciu matrixu a žiliek pri anchimetamorfnej deformácii.

Vývoj infratatrika vo vzťahu k bradlovej zóne vo vrchnej kriede je načrtnutý na obr. 16. Koňacký až santónsky retrogresný flyš v klapskej alebo cenomansko-santónsky v manínskej oblasti vystriedala kampánsko-mástrichtská vápnitá bridlica typu *Couches Rouges* (Marschalko a Rakús, 1997), ktorej sedimentačný priestor sa posunul do kysuckej jednotky bradlového pásma. Nálezy olistolitov kimeridžsko-titónskeho vápenca s ojedinelými mikrofáciami – mikroonkoidmi v koňackom flyši kysuckej a klapskej jednotky, ako aj v senónskom flyši belickej jednotky (Mišík, 1997) – naznačujú zbliženie týchto jednotiek so zdrojovou oblasťou špeciálnych litofácií (vrchnoalbsko-cenomanská akrečná prizma infratatrika či „Andrusovov chrbát"?) už v koňaku. Rakús a Hók (2005) do vonkajšieho okraja tatrika – v našej terminológii do infratatrika – zaraďujú aj manínsku jednotku, nasunutú na klapskú po turóne.

Tab. 2
Obsah stabilných izotopov karbonatického matrixu a žíl sedimentov infratatrika
Stable isotope content in carbonatic matrix and carbonatic veins of the Infratatric carbonate sediments

	$\delta^{13}C$ (PDB)	$\delta^{18}O$ (PDB)	litológia
PI-29/1 žilka	0,57	-13,9	krinoidový vápenec
PI-24a/1 žilka	-3,36	-15,41	bazalt
PI-41b/1 žilka	-0,21	-11,66	piesčitý vápenec vo flyši
PI-110/1 žilka	1,6	-9,34	hľuznatý vápenec
PI-105/1 žilka	2,12	-11,01	karbonatická bridlica
PI-115/1 žilka	2,49	-14,23	bazalt
PI-29/2 matrix	0,31	-14,01	krinoidový vápenec
PI-41b/2 matrix	-0,3	-10,49	piesčitý vápenec vo flyši
PI-110/2 matrix	3,2	-9,52	hľuznatý vápenec
PI-105/2 matrix	2,1	-11,02	karbonatická bridlica

Záver

Infratatrikum predstavuje vzácne zachované fragmenty severného okraja tatrika v príkrovovej stavbe centrálnych Západných Karpát, lebo ich v neskorokriedovej a ranoterciérnej tektogenéze prekryl vyšší štruktúrny komplex tatrika, ako aj fatrika a hronika.

Pokúsili sme sa zrekonštruovať paleotektonický vývoj infratatrika vystupujúceho na povrch v severnej časti Považského Inovca. V rámci jeho dvoch skupín – humienskej a belickej – vyčleňujeme nasledujúce sedimentárne sukcesie infratatrického belického bazéna:

a) spodnojursko-strednojurská pasívneho kontinentálneho okraja (siliciklasticko-karbonatické členy synriftového prehĺbenia bazéna) humienskej skupiny,

b) vrchnojursko-spodnokriedová pasívneho kontinentálneho okraja (bridličnato-silicitické členy postriftového prehĺbenia bazéna) belickej skupiny,

c) skorovrchnokriedová pasívneho kontinentálneho okraja (vápnitá bridlica typu *Couches Rouges*, cenoman – santón) belickej skupiny a

d) neskorovrchnokriedovú aktívneho kontinentálneho okraja (flyš, santón – mástricht?) belickej skupiny.

Sukcesie predstavujú viacetapový vývoj belického bazéna počas zhruba 100 miliónov rokov (obr. 16).

Vyššia a tým aj nápadnejšia anchimetamorfóza inoveckého príkrovu infratatrika je vrchnokriedová a počiatočná belického príkrovu je skoroterciérna. Mikrostavba hornín s novo sa tvoriacimi minerálmi (obr. 5–7) naznačuje pokles teploty smerom do štruktúrneho podložia od ca 300–350 °C na báze príkrovu Panskej javoriny vyššieho štruktúrneho komplexu tatrika cez ca 250–300 °C v inoveckom príkrove infratatrika až po ca 150–200 °C v belickom príkrove infratatrika. Tomu zodpovedá aj rozdielne zloženie metamorfnej svetlej sľudy v príkrovoch (obr. 6, tab. 1), ktoré naznačuje barroviánsky režim vrchnokriedovej a vysokotlakový ranoterciérnej metamorfózy.

Veľmi nízky obsah $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ v karbonatickom matrixe a v kalcitických žilkách časti študovaných karbonátov, ako aj v žilkách časti bazaltov poukazuje na diagenetickometamorfný pôvod fluíd v karbonátoch aj žilkách (tab. 2). Výnimkou sú iba mikritické karbonáty (PI-110/2) a karbonatické bridlice (PI-105/2), pri ktorých kladné hodnoty poukazujú na ich morský pôvod. V brekciovitých bazaltoch (PI-115) nachádzajúcich sa v tom istom (humienskom) olistolite ako mikritické hľuznaté karbonáty (PI-110/2) môžu kalcitické (hrubé väčšinou do 1 cm) žilky (PI-115/1) predstavovať neptunické dajky morského pôvodu, ktoré sú metamorfne rekryštalizované.

Bazalty vyskytujúce sa spolu s permskými klastikami v olistolitoch vrchnokriedového flyša belickej skupiny v belickom príkrove majú rovnaký chemizmus a normalizovaný obsah/krivku REE ako permské bazalty inoveckej skupiny inoveckého príkrovu z Hôrčanskej doliny (obr. 13–15), nezodpovedajú jursko-kriedovým ofiolitom penninika, ale bazaltom deštruovaného kontinentálneho okraja alebo kontaminovaným vnútroplatňovým bazaltom, medzi ktoré sa zaraďujú aj bazalty permského vulkanickosedimentárneho komplexu (obalu) inoveckej skupiny infratatrika.

Poďakovanie. Práca vznikla pri riešení projektu APVT-20-016-104 (M. P.). Ďakujeme prof. Dr. M. Mišíkovi za určenie fosílií z výbrusov, Dr. K. Šarinovej za konzultácie pri klasifikácii sedimentov, doc. Dr. P. Ivanovi za konzultácie ku geochémii bazaltov. Prof. Dr. D. Plašienkovi sme povďační za konštruktívnu recenziu, diskusiu a námety na zlepšenie pôvodného rukopisu.

Literatúra

Andrusov, D., 1958: The Geology of the Czechoslovak Carpathians. *Bratislava, Slovak Acad. Sci. Publishers, 304.* (In Slovak.)

Andrusov, D., 1968: Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten. *Bratislava, Verlag Slov. Akad. Wissensch., 188.*

Dal Piaz, G. V., Martin, S., Villa, I., Gosso, G., & Marschalko, R., 1995: Late Jurassic blueschist facies pebbles from the western Carpathian orogenic wedge and paleostructural implications for western Tethys evolution. *Tectonics, 14, 874–885.*

Danišík, M., Dunkl, I., Putiš, M., Frisch, W., & Kráľ, J., 2004: Tertiary burial and exhumation history of basement highs along the NW margin of the Pannonian Basin. An apatite fission track study. *Austrian J. Earth Sci., 95, 96, 60–70.*

Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to a depositional texture. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. 1, Tulsa, 108–121.*

Evensen, N. M., Hamilton, P. J., & O'Nions, R. K., 1978: Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. cosmochim. Acta (London), 42, 1199–1212.*

Folk, R. L., 1962: Spectral subdivision of limestones types. *In: W. E. Ham (ed.). Classification of carbonate rocks. Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1, 62–84.*

Frisch, W., Gommeringer, K., Kelm, U., & Popp, F., 1987: The upper Bündnerschiefer of the Tauern Window: A key to understanding Eoalpine orogenic processes in the Eastern Alps. *In: H. W. Flügel & P. Faupl (eds.). Geodynamics of the Eastern Alps. Deuticke, Viena, 55–69.*

Gawlick, H. J., & Suzuki, H., 1999: Zur stratigrafischen Stellung der Strubbergschichten in den Nördlichen Kalkalpen (Callovium – Oxfordium). *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh., 211, 233–262.*

Korikovsky, S. P., & Putiš, M., 1986: Metamorphic zones and diaphtoresis of the Považský Inovec crystalline basement. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 2, 115–136.*

Korikovsky, S. P., & Putiš, M., 1999: Evolution of authigenic and detrital K-micas at the boundary between anchimetamorphism and low-temperature metamorphism during the Cretaceous tectono-metamorphic cycle in the Western Carpathians. *Petrology, 7, 4, 364–382.*

Korikovsky, S. P., Putiš, M., Ďurovič, V., & Zakariadze, G. S., 1995: Alpine anchimetamorphism of the Infratatricum cover, Western Carpathians: Composition of authigenic and detrital muscovite-phengite as an indicator of the metamorphic grade. *Petrology, 3, 6, 525–538.*

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. *Bratislava, Comenius University Press, 324.*

Kullmanová, A., & Gašparíková, V., 1982: Vrchnokriedové sedimenty v severnej časti pohoria Považský Inovec. *Geol. Práce, Spr., 78, 85–95.*

Le Maitre, R. W. (ed.), 1989: A classification of igneous rocks and glossary of terms. *Blackwell, Oxford, 193.*

Leško, B., Šutora, A., & Putiš, M., 1988: Geology of the Považský Inovec Mts. horst based on geophysical investigation. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 2, 195–216.*

Maheľ, M. et al., 1967: Regional Geology of Czechoslovakia. Part II. Western Carpathians 1. CAS Prague, 407. (In Czech.)

Maheľ, M., 1981: Island character of Klippen Belt: Váhicum – continuation of southern Penninicum in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 3, 293–305.*

Maheľ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky. *Bratislava, Veda, 503.*

Mišík, M., 1997: Limestone clasts with microoncoids containing Globochaete and Saccocoma in Cretaceous conglomerate (Klippen and Peri-Klippen Belt): Are they of exotic or non-exotic provenance? *In: D. Plašienka et al. (eds.): Alpine evolution of the W Carpathians and related areas. Abstracts & introductory articles to the excursion. Bratislava, D. Štúr Publishers, 33.*

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. *Mém. Soc. géol. France N. S., 154, 95–113.*

Marschalko, R., 1986: Evolution and geotectonic significance of the Klippen Belt Cretaceous Flysch in the Carpathian megastructure. *Bratislava, Veda, 137.*

Marschalko, R., & Rakús, M., 1997: Development of the Cretaceous flysch in the Klape Unit and the recyclicity problem of the clastic material. *In: D. Plašienka et al. (eds.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Abstracts & introductory articles to the excursion. Bratislava, D. Štúr Publishers, 71–78.*

Neubauer, F., Genser, J., & Handler, R., 2000: The Eastern Alps. Result of two-stage collision process. *Mitt. Geol. Gesell. (Wien), 92, 117–134.*

Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R., 1972: Sand and sandstone. *Berlin – Heidelberg – New York, Springer–Verlag, 618.*

Plašienka, D., 1995: Passive and active margin history of the northern Tatricum (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Rdsch., 84, 748–760.*

Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja Západných Karpát. *Bratislava, Veda, 125.*

Plašienka, D., Marschalko, R., Soták, J., Peterčáková, M., & Uher, P., 1994: Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Prvá časť: Litostratigrafia a sedimentológia. *Mineralia Slov., 26, 5, 311–334.*

Plašienka, D., Havrila, M., Michalík, J., Putiš, M., & Reháková, D., 1997: Nappe structure of the western part of the Central Carpathians. *In. D. Plašienka, J. Hók, J. Vozár & M Elečko (eds.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Internat. conf., Abstracts and introductory articles to the excursion. Geol. Surv. Slov. Rep., Dionýz Štúr Publ., Bratislava, 139–161*

Plašienka, D., & Ožvoldová, L., 1996: New data about the age of radiolarites from the Belice Unit (Považský Inovec Mts., Central Western Carpathians). *Slov. geol. mag., 1, 21–26.*

Putiš, M., 1980: Succession of tectonic structures in the crystalline and envelope Paleozoic of the Považský Inovec Mts. *Geol. Zbor Geol. carpath., 31, 4, 619–626.*

Putiš, M., 1982: Bemerkungen zu dem Kristallin in dem Bereich des Považský Inovec, Suchý und Kráľova Hoľa Mts. *Geol. Zbor Geol. carpath., 33, 2, 191–196.*

Putiš, M., 1983: Outline of geological-structural development of the crystalline complex and envelope Paleozoic of the Považský Inovec Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 4, 457–482.*

Putiš, M., 1986: Upper Paleozoic complex of the Považský Inovec Mts. *Geol. Práce, Spr., 84, 65–83.* (In Slovak.)

Putiš, M., 1991 Geology and petrotectonics of some shear zones in the West Carpathian crystalline complexes. *Mineralia Slov., 23, 6, Newslet., 3, 459–473.*

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

Putiš, M., 2002: Tectonothermal evolution of the Austro-Alpine – Centro--Carpathian Microplate: Microstructural-P-T-t-d trends – a correlation. *Geol. Carpath., 53, spec. issue, 151–155.*

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

Putiš, M., Gawlick, H. J., Frisch, W., & Sulák, M., 2005a: Transformation of passive to active continental margin: A model for the Cretaceous evolution of the northern internal Western Carpathians. Abstracts of the 7th Alpine Workshop, Opatia, *81–82.*

Putiš, M., Gawlick, H. J., & Sulák, M., 2005b: Transformation of passive to active continental margin in Jurassic-Cretaceous evolution of the northern internal Western Carpathians. *In. A Vozárová et al (eds.): Petrology and geodynamics. Abstracts of the conference, Bratislava, 25–26.*

Rakús, M., & Hók, J., 2005: Manínska a klapská jednotka – litostratigrafická náplň, tektonické zaradenie, paleogeografická pozícia a vzťah k váhiku. *Mineralia Slov., 37, 1, 9–26.*

Rakús, M., & Marschalko, R., 1997: Position of the Manín, Drietoma and Klape units at the boundary of the Central and Outer Carpathians. *In. D. Plašienka et al. (eds.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Abstracts and introductory articles to the excursion. Bratislava, D. Štúr Publishers, 79–97*

Ratschbacher, L., Dingeldey, C., Miller, C., Hacker, B. R., & McWilliams, M. O., 2004: Formation, subduction and exhumation of Penninic oceanic crust in the E. Alps: Time constraints from ^{40}Ar-^{39}Ar geochronology *Tectonophysics (Amsterdam), 394, 155–170.*

Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y., Frank-Kamanetskii, V., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P V., Müller, G., Neiva, A. M. R., Radoslovich, E. W., Robert, J. L., Sassi, F P., Takeda, H., Weiss, Z., & Wones, D. R., 1998: Nomenclature of micas. *Amer Mineralogist, 36.*

Soták, J., Plašienka, D., Spišiak, J., & Uher, P., 1993: Neptunické dajky karbonátov v bázických vulkanitoch Považského Inovca. *Mineralia Slov., 25, 3, 193–201*

Šímová, M., 1985. Magmatic rocks from the Cretaceous conglomerates of the western part of the Klippen and Manín Belts. *Západ. Karpaty, Sér Mineral. Petrogr Geochém. Metalogen., 10, 9–110.* (In Slovak.)

Valley, J. W., Kitchen, N., Kohn, M. J., Niendorf, Ch. R., & Spicuzza, M. J., 1995: UWG-2, a garnet standard for oxygen isotope ratios: Strategies for high precision and accuracy with laser heating. *Geochim. cosmochim. Acta (London), 59, 24, 5223–5231*

Wood, D. A., 1980: The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the Brittish Tertiary Volcanic Province. *Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam), 50, 11–30.*

Infratatricum of the Považský Inovec Mts. (Western Carpathians): Geodynamic evolution of continental margin in the vicinity of the oceanic Penninicum

The study area belongs to northwestern margin of the Western Carpathians orogen internides. The Infratatric structural complex of the northern Tatric margin is overlain by the higher structural complex of the Tatricum in the central Western Carpathians.

The nappes of the Infratatric unit represent the attenuated continental margin after formation of the South Penninic Ocean in the late Early Jurassic. Sedimentary groups of the Humienec and Belice nappes are essential in understanding the Jurassic-Cretaceous dynamics of that margin. The Triassic carbonate platform environment was transformed into an intracontinental rift and a passive continental margin in Early Jurassic times, which is reflected by continued subsidence to deep-water conditions. The syn-rift sedimentary succession is characteristic for the Humienec Group reconstructed from the Humienec and similar olistoliths coming from the destructed Humienec nappe, contained in the Upper Cretaceous flysch succession of the Belice Group. It shows that break-up of the South-Penninic oceanic realm occurred in late Early Jurassic times, which conforms with recent radiometric age dating on Penninic oceanic crust by Ratschbacher et al. (2004) in the Eastern Alps. The Lower- to Middle Jurassic passive margin succession of the Humienec Group is subdivided into the early and late syn-rift stages of the Belice Basin evolution:

The early syn-rift deepenig stage of the Belice Basin on thinned continental margin is reflected by the early Lower Jurassic quartzitic sandstones and sandy crinoidal limestones, followed by late Lower Jurassic reddish nodular limestones with down-slope wackestone resediments like fine-grained breccias to conglomerates with shallow-water wackestones and micaschist lithoclasts.

The late syn-rift deepenig stage of the Belice Basin starts with pelagic reddish Adnet/Klaus type nodular and *Bositra* sp. limestones (early Middle Jurassic), interlayered with resedimented (olistostromatic) sandstones, conglomerates and breccias containing allochthonous micaschist basement clasts, Permo-Triassic to Lower Jurassic cover sediments clasts (including shallow-water organogenic micritic limestones, dolomites) within unlithified nodular limestone type matrix, followed by reddish to pale turbiditic crinoidal and cherty limestones (late Middle Jurassic).

The three sedimentary successions two of the passive and one of the active continental margin are reconstructed from the Belice Group incorporated into the Belice nappe.

Succession (1) of the passive margin starts with Upper Jurassic cherty shales containing a 3–5 m thick marker horizon of red radiolarite with chertyfied shallow-water (allodapic) carbonate clasts from turbidites in the upper part (Kimmeridgian?). They are followed by Maiolica-type limestone (Tithonian to Berriasian) overlain by Lower Cretaceous dark clayey- and cherty shales (with silicified hedbergela) containing a 0.8 m thick reddish radiolaritic shale layer.

Succession (2) of reddish marls of *Couches Rouges* type (Cenomanian to Santonian, with *Marginotruncata coronata* Bolli) of passive margin.

Succession (3) of a thick flysch sequence (Santonian to Maastrichtian?) already formed in active continental margin of fore-arc basin.

The Jurassic to Middle Cretaceous passive margin sediments and thinned basement fragments of the Manín/Klape and Belice/Humienec areas became incorporated into the accretionary wedge, overlain(?) by the Meliata nappe type fragments. This new scenario was established in Cenomanian-Santonian times, which is, therefore, a good indicator for the start of subduction in the South Penninic realm. Sedimentation changes from cherty sediments to Middle Albian to Lower Cenomanian flysch in the Klape area, Middle Albian to Middle Cenomanian marls in the Manín area. Cenomanian to Lower Santonian marls in the Belice area are covered by Upper Santonian to Maastrichtian(?) Belice fore-arc basin flysch material partly derived from the accretionary wedge to the north and partly from the Humienec and Inovec nappes to the south.

The Coniacian to Santonian (in the Klape area), or Cenomanian to Santonian (in the Manín area) flysches changed to Campanian to Maastrichtian *Couches Rouges* marls (Marschalko and Rakús, 1997) in Kysuce area (Fig. 16). Findings of olistoliths of Kimmeridgian to Tithonian limestones with special microfacies – microoncoids within the Coniacian flysch of the Kysuce and Klape areas and the Senonian flysch of the Belice area (Mišík, 1997) indicate tectonic juxtaposition of these units to the source area (the Late Albian/Cenomanian Infratatric accretion wedge – Andrusov's ridge?) as late as in Coniacian time.

The lower Infratatric Belice nappe (incorporating fragments of the Humienec nappe in form of olistoliths within Upper Cretaceous flysch succession of the Belice Group) underwent higher-pressure anchimetamorphism at ca. 150–200 °C (alumo-celadonite, celadonitic muscovite – "phengite", clastogenic muscovite, low-Al chlorite, quartz, albite, beginning plasticity of calcite) during the early Tertiary tectonometamorphic event due to overthrusting below the Infratatric (Inovec nappe) and higher Tatric structural complex (Panská javorina nappe). Negative values of $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ from both the carbonatic matrix and crosscutting calcite veins are related to diagenesis and anchimetamorphism. Positive values of $\delta^{13}C$ indicate sea origin of carbonates or carbonatic veins.

The higher Infratatric Inovec nappe sedimentation area followed continentwards of the Belice and Humienec areas, on thicker crust. The advancing Humienec and Inovec nappes from the south were one source area for the flysch succession in the Belice fore-arc basin. The best evidence is the clastogenic material of micaschists, Permian-Jurassic siliciclastics and carbonates, as well as Permian volcanogenic (basalts and rhyolites) material in olistoliths, olistostromes and scarp

breccia blocks within the flysch. Metamorphic overprint of the higher Infratatric Inovéc nappe at 250–300 °C at minimum 5 kbar (quartz, albite, ± pumpellyite, epidote--clinozoisite, actinolite, celadonitic muscovite – "phengite", chlorite) reflects Late Cretaceous tectonometamorphic event (ca. 90–80 Ma) due to everthrusting by the higher Tatric structural complex (Panská javorina nappe).

The cooling (closely following metamorphic event) of the higher Tatric structural complex (Panská javorina nappe) low-grade phyllonites (quartz, albite, sericitic muscovite, less celadonitic muscovite – "phengite", chlorite, epidote--clinozoisite, at ca. 300–330 °C), overlying the Infratatric Inovec nappe, has been dated by the K-Ar method on white mica at ca. 80 Ma.

Potenciálne zdravotné riziko z As kontaminácie podzemných vôd Slovenskej republiky

STANISLAV RAPANT[1] a KATARÍNA KRČMOVÁ[2]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, rapant@gssr.sk
[2]Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

(Doručené 9. 2. 2005)

Potential health risk from arsenic groundwater contamination in Slovak Republic

Arsenic contamination of groundwater used for drinking purposes threatens to human health worldwide by its chronic as well as proven carcinogenic effects. Increased arsenic groundwater contents are documented also in some areas in Slovak Republic. Associated potential health risk was assessed by elaboration of existing geochemical data in accordance with present methodological procedures, established for human health risk assessment (US EPA methodics). Screening analysis was used for estimation of arsenic contribution to total chronic risk from groundwater contamination by potentially toxic elements, including As, Ba, Cd, Cu, Hg, Pb, Sb, Se and Zn. Its results point out a significant contribution of arsenic > 50 % to total risk in about 10 % of Slovak territory. The potential risk level calculation based on exposure modelling revealed the following: Increased chronic as well as carcinogenic risk levels (medium to high) are documented approximately in 0.2 % and 10 % of the total Slovak area, respectively. The areas characterized with the high health risk levels are mainly those geogenically contaminated.

Key words: groundwater, contamination, arsenic, health risk, Slovak Republic

Úvod

Kontaminácia zdrojov pitnej podzemnej vody anorganickými a organickými látkami geogénneho a antropogénneho pôvodu je závažný environmentálny problém celosvetového významu. Zdravotné riziko, ktoré z nej vyplýva, jeho identifikácia a charakterizácia patria medzi najaktuálnejšie úlohy environmentálnej a medicínskej geochémie. Súčasné poznatky o toxicite prvkov/látok umožňujú hodnotiť úroveň tohto rizika z hľadiska nepriaznivých účinkov (chronických aj karcinogénnych) nielen kvalitatívne, ale aj kvantitatívne.

Na Slovensku je jedným z najrozšírenejších a potenciálne najrizikovejších anorganických kontaminantov pitnej podzemnej vody As (Horná Nitra, Žiarska kotlina, Spišsko-gemerské rudohorie a i.). Chronické a karcinogénne účinky súvisiace s príjmom kontaminovanej podzemnej vody určenej na pitie sú predmetom epidemiologického, geochemického a medicínskogeochemického medzinárodného výskumu a projektov na celom svete (Smith et al., 2000; Ahmed et al., 2004; Fletcher et al., 2003). Ich cieľom je kvalitatívne aj kvantitatívne hodnotenie zdravotného rizika z As, jeho identifikácia a minimalizácia. Získané poznatky by mohli viesť k prehodnoteniu v súčasnosti vo väčšine krajín sveta platného limitu pre As v pitnej vode, ktorým je 0,01 mg.l^{-1}, čo podľa Svetovej zdravotníckej organizácie (WHO) predstavuje riziko vzniku rakoviny kože ~ 6 x 10^{-4} (šesť prípadov na 10 000 obyvateľov; WHO, 1993). Problematický zostáva najmä bezprahový prístup k posudzovaniu karcinogénnych účinkov As. Treba mať na pamäti, že po prípadnom sprísnení limitu koncentrácie As v pitnej vode sa niektoré jej doterajšie zdroje nebudú môcť využívať.

Cieľom nášho príspevku je modelovo zhodnotiť potenciálne zdravotné riziko hroziace z kontaminácie zdrojov podzemnej vody As v Slovenskej republike na základe jestvujúcich dát podľa súčasných metodických princípov a postupov, získať základný obraz o úrovni tohto rizika vzhľadom na chronické a karcinogénne účinky As a identifikovať potenciálne rizikové oblasti, na ktoré by sa v budúcnosti mal orientovať podrobný medicínskogeochemický výskum.

Použitý materiál

Naše hodnotenie zdravotného rizika z As v podzemnej vode na Slovensku vychádza z komplexnej geochemickej databázy zostavenej pri kompilácii Geochemického atlasu SR, časti Podzemné vody (Rapant et al., 1996). Databázou je 16 359 vzoriek z prvého zvodneného horizontu pri hustote odberu 1 vzorka na 3 km^2, a to z prameňov (8857), vrtov (1537), štôlní (51), studní (5716) a z drenáže (198). Vzorky sa odobrali v lete v rokoch 1991–1994 pri priemernej hladine podzemnej vody a ustálených klimatických podmienkach. Na analýzu stopových prvkov sa filtrovali membránovým filtrom s pórmi veľkými 0,45 µm a chemicky sa stabilizovali (HNO_3). Obsah As sa zisťoval atómovou absorpčnou spektrometriou s generáciou

hydridov (HG-AAS, SpectrAA s GTA, Varian), s detekčným limitom 0,001 mg.l^{-1} a s intervalom spoľahlivosti ± 0,0005 mg.l^{-1}.

Metodický postup

Potenciálne zdravotné riziko z As v podzemnej vode sa hodnotilo podľa metodických princípov a postupov definovaných US EPA (United States Environmental Protection Agency, 1989) v dvoch krokoch, a to skríningovou analýzou a výpočtom úrovne potenciálneho zdravotného rizika.

Skríningová analýza

Skríningová analýza je metóda identifikácie najvýznamnejších chemických prvkov/látok, ktoré sa zúčastňujú na kontaminácii hodnoteného prírodného média. Dajú sa ňou identifikovať kontaminanty, ktoré by sa mali do hodnotenia zdravotného rizika zahrnúť, a zisťuje sa ňou podiel jednotlivých chemických prvkov na celkovom riziku. Vychádza z hodnotenia dvoch základných parametrov, ktoré sú z hľadiska potenciálneho účinku chemických prvkov najvýznamnejšie, z ich analytickej koncentrácie a toxicity podľa

$$R_r = \frac{C_{ij} \times T_{ij}}{\sum_{i=1}^{n} C_{ij} \times T_{ij}}$$

kde R_r = podiel prvku i v médiu$_j$ na celkovom riziku (-)
C_{ij} = (najväčšia) koncentrácia prvku$_i$ v médiu$_j$ (mg.l^{-1})
T_{ij} = toxicita prvku$_i$ v médiu$_j$: chronické účinky – 1/referenčná dávka [1/RfD, mg/kg-deň]/karcinogénne účinky – faktor smernice rakoviny [CSF, (mg/kg-deň)$^{-1}$]

Osobitne sa hodnotia chronické účinky prvkov, pri ktorých sa toxicita charakterizuje tzv. referenčnou dávkou, a osobitne karcinogénne, pri ktorých sa úroveň toxicity vyjadruje faktorom smernice rakoviny. Cieľom analýzy je predbežné hodnotenie kontaminantov v médiu z hľadiska ich potenciálneho podielu na zdravotnom riziku.

Výpočet úrovne zdravotného rizika

Hodnotenie zdravotného rizika sa vo všeobecnosti zakladá na kvantifikácii úrovne rizika vo vzťahu k dvom typom nepriaznivých účinkov – k chronickým (nekarcinogénnym) a rakovinovým (karcinogénnym). Charakteristika úrovne chronického rizika vychádza z koncepcie prahového účinku látok a predpokladá sa pri nej, že sa nepriaznivé chronické účinky prejavia až po prekročení prahovej, tzv. referenčnej dávky, ktorá je pri celoživotnom dennom príjme organizmom tolerovateľná. Charakteristika úrovne karcinogénneho rizika je založená na koncepcii bezprahového účinku látok, podľa ktorej je nebezpečná každá dávka a môže vyvolať rakovinu (US EPA, 1989).

Úroveň zdravotného rizika sa vypočítala softvérom vyvinutom na prístupe EPA (1989) RISC Workbench (Spence a Walden, 2001). Výpočet vyšiel z predpokladu dlhodobého príjmu (ingescie) pitnej podzemnej vody kontaminovanej As dospelou populáciou. Hodnotili sa chronické aj karcinogénne účinky pri odhadnutých priemerných denných dávkach (ADD) a definovanej úrovni toxicity As (US EPA, 1998) podľa nasledujúcich vzťahov.

Výpočet úrovne chronického rizika

$$HQ = \frac{ADD}{RfD}$$

HQ – koeficient nebezpečenstva (-)
ADD – priemerná denná dávka (mg/kg-deň)
RfD – referenčná dávka (mg/kg-deň) As = 0,0003 mg/kg-deň

Výpočet úrovne karcinogénneho rizika

$$CR = ADD \times CSF$$

CR – riziko vzniku rakoviny (-)
LADD – priemerná denná dávka (mg/kg-deň)
CSF – faktor smernice rakoviny (mg/kg-deň)$^{-1}$ As = = (1,5 mg/kg-deň)$^{-1}$

Ako vstupné sa zvolili konvenčne akceptované parametre na výpočet priemerných denných dávok podľa vzťahu

$$ADD = \frac{C \times IR \times ED \times EF}{BW \times AT}$$

ADD – priemerná denná dávka (mg/kg-deň)
C – koncentrácia As vo vode (mg.l^{-1})
IR – úroveň príjmu (l.deň$^{-1}$) – 2 l.deň$^{-1}$
ED – trvanie expozície (rok) – 70 rokov
EF – frekvencia expozície (deň.rok^{-1}) – 365 dní.rok^{-1}
BW – hmotnosť človeka (kg) – 70 kg
AT – priemerný čas expozície = priemerná dĺžka života (deň) – 25 550 dní (70 rokov)

Pri hodnotení úrovne zdravotného rizika sa použila škála hodnotenia úrovne chronického (tab. 1) a karcinogénneho rizika (tab. 2) podľa US EPA (1999).

Tab. 1
Škála hodnotenia úrovne chronického rizika
Scale for chronic risk level assessment

stupeň rizika	ADD/RfD	riziko vzniku chronických ochorení
1	≤ 1	bez rizika
2	> 1 ≤ 5	nízke
3	> 5 ≤ 10	stredné
4	> 10	vysoké

Tab. 2
Škála hodnotenia úrovne karcinogénneho rizika
Scale for carcinogenic risk level assessment

stupeň rizika	vypočítané prípady rakovinových ochorení	riziko vzniku rakovinových ochorení
1	< 1 na 1 000 000 obyvateľov	veľmi nízke
2	> 1 na 1 000 000 obyvateľov < 1 na 100 000 obyvateľov	nízke
3	> 1 na 100 000 obyvateľov < 1 na 10 000 obyvateľov	stredné
4	> 1 na 10 000 obyvateľov < 1 na 1000 obyvateľov	vysoké
5	> 1 na 1000 obyvateľov	veľmi vysoké

Pri spracúvaní a prezentácii výsledkov sa vychádzalo z priestorovej vizualizácie dát a z ich mapového zobrazenia. Základnou formou grafickej interpretácie sú tzv. pixelové mapy skonštruované počítačovým modelovaním (softvér Surfer a Map Info Professional 4.1), ktoré spočíva v spriemerovaní dát na báze inverzných vzdialeností od centra základnej bunky mapy voči najbližším 15 vzorkám a v ich nasledujúcom vyhladení. Základnú bunku tvorí štvorec (pixel) so stranou 1 mm predstavujúcou vzdialenosť 1000 m (plocha 1 km^2). Mapy úrovne zdravotného rizika okresov a obcí sa skompilovali formou farby v ploche zodpovedajúcej príslušnej úrovni rizika vypočítanej pre priemernú koncentráciu As v danej územnej jednotke.

Environmentálna a geochemická charakteristika arzénu

As sa v životnom prostredí vyskytuje v rôznom oxidačnom stave (As^{-III}, As^0, As^{III} a As^V) a môže tvoriť rozličné anorganické a organické zlúčeniny. Prirodzene sa vyskytuje v stopovom množstve v atmosfére, pôde, horninách, prírodnej vode a v živých organizmoch. Väčšina environmentálnych problémov vo vzťahu k As je dôsledkom jeho mobilizácie v prírodných podmienkach prostredníctvom procesov, ako je zvetrávanie hornín a minerálov, biologická aktivita a vulkanické emisie. Zanedbateľný (v mnohých oblastiach dokonca prevláda) nie je ani podiel antropogénnej činnosti, najmä ťažby a spracúvania rúd, spaľovania uhlia a používania pesticídov/herbicídov v poľnohospodárstve.

As je v prírodnej vode väčšinou vo forme anorganických zlúčenín, oxoaniónov As^{III} a As^V. V oxidačných podmienkach je pri nízkom pH (pH < 6,9) dominantnou formou jeho výskytu $H_2AsO_4^-$, pri vyššom pH $HAsO_4^{2-}$ a v redukčných pri pH < 9,2 prevládajú arzenitanové špécie vo forme $H_3AsO_3^0$ (Smedley a Kinninburgh, 2002). V silne redukčnom prostredí s vysokým obsahom sulfidickej S sa As môže imobilizovať zrážaním/kopresipitáciou v podobe sekundárnych sulfidických minerálov (napr. As pyrit; Sracek et al., 2004).

Primárnym prírodným zdrojom As v podzemnej vode je oxidácia As sulfidov, napr. arzenopyritu (FeAsS) a As pyritu ($Fe[S, As]_2$). Najdôležitejším kontrolným faktorom v migrácií As vo vode je tvorba oxidov a hydroxidov Fe^{III} v oxidačnej zóne vody, na ktorú sa As adsorbuje v trojmocnej aj päťmocnej forme v závislosti od pH (Sracek et al., 2004). Mobilizáciu As ovplyvňujú zmeny pH a Eh vody, ktoré vedú k desorpcii As z Fe oxidov/hydroxidov (vyššie pH a Eh) resp. k ich rozpúšťaniu (redukčné prostredie, nízke pH; Bose a Sharma, 2002). Koncentrácia As vo vode rastie aj pri priamom rozpúšťaní vulkanického skla, pri evaporácii v aridných a semiaridných oblastiach, v geotermálnych zdrojoch a i.

Koncentrácia As v podzemnej vode sa pohybuje od 0,0005 do 5 $mg.l^{-1}$ a je výsledkom významného vplyvu interakcie voda – hornina a priaznivých geochemických podmienok na mobilizáciu a akumuláciu As (Smedley a Kinninburgh, 2002).

Väčšina zdravotných problémov vyplývajúcich z výskytu As v podzemnej pitnej vode súvisí s výskytom anorganického As v toxickej, trojmocnej forme. Zistené nepriaznivé účinky majú povahu dlhodobej chronickej intoxikácie vedúcej k zažívacím ťažkostiam, kožným zmenám (hyperpigmentácii a hyperkeratóze), poruchám nervového systému, chorobám kardiovaskulárneho systému a i. (ATSDR, 2000). Výsledky epidemologického výskumu (US EPA, 1998) jednoznačne potvrdili, že As je karcinogénom pre ľudí. Dlhodobý príjem As kontaminovanej pitnej vody vedie k vzniku rakoviny kože, ale aj niektorých vnútorných orgánov – močového mechúra, pečene a obličiek.

Dostatočná preskúmanosť toxických účinkov As umožnila odvodiť úrovne toxicity orálnej expozície vo vzťahu k jeho nekarcinogénnym (RfD) aj karcinogénnym účinkom (CSF). Na tomto základe možno v súčasnosti hodnotiť zdravotné riziko z As v podzemnej vode nielen z kvalitatívneho (identifikácia nebezpečenstva), ale aj z kvantitatívneho hľadiska (odhad úrovne rizika).

Distribúcia As v podzemných vodách v Slovenskej republike

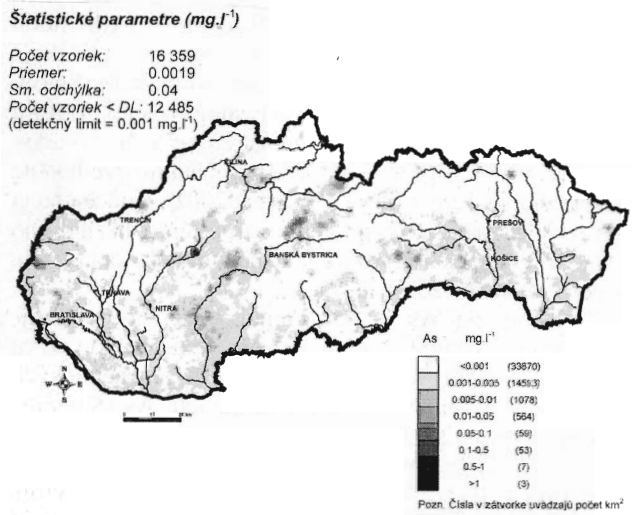
Koncentrácia As sa v podzemných vodách na Slovensku pohybuje od 0,0005 do 4,9 $mg.l^{-1}$ a v priemere dosahuje $0,0019 \pm 0,04$ $mg.l^{-1}$ (Rapant et al., 1996, obr. 1).

Zo 16 359 vzoriek bolo viac ako 76 % (12 485) pod detekčným limitom analytického stanovenia As (obr. 2).

Z genetického hľadiska možno oblasti s As kontamináciou podzemnej vody na Slovensku v zásade rozdeliť na dve skupiny, a to na 1. geogénne podmienené oblasti s vysokým obsahom As (priemerne 0,0X–0,X $mg.l^{-1}$) – plošné anomálie – a 2. oblasti ovplyvnené antropogénnou činnosťou ojedinele so zvýšeným obsahom As (zvyčajne neprekračujúcim 0,0X $mg.l^{-1}$) – prevažne bodové anomálie.

V geogénne podmienených oblastiach sa As kontaminácia podzemnej vody na Slovensku spája s výskytmi rudnej mineralizácie a s horninami so zvýšenou koncentráciou As.

Rudná mineralizácia (drahokovová, polymetalická a sulfidická) je pravdepodobne najvýznamnejším geogénnym zdrojom zvýšenej koncentrácie As v podzemnej vode



Obr. 1. Mapa distribúcie As v podzemnej vode na Slovensku.
Fig. 1. Map of arsenic distribution in groundwater of Slovakia.

na Slovensku. Predpokladaným primárnym mobilizátorom As v sledovanej oblasti je oxidácia arzenopyritu (FeAsS), v ktorého podobe As dominantne vystupuje. Najvýznamnejšie As anomálie z hľadiska obsahu aj plošného rozsahu sa zistili v podzemnej vode kryštalinických komplexov s prejavmi zrudnenia, a to v Nízkych Tatrách (Jasenie a Dúbrava), Malých Karpatoch (Pezinok) a v Spišsko-gemerskom rudohorí (Betliar – Čučma a Zlatá Idka).

Vyššia koncentrácia As v podzemnej vode v niektorých oblastiach sa spája s výskytom horninových typov obohatených o As. V priemere vyšší obsah As v horninách na Slovensku sa zistil v telesách greisenizovaného granitu gemerika, lyditu a ílovca vnútrokarpatského paleogénu (> 10 mg.kg^{-1}; Marsina et al., 1999), ako aj v podzemnej vode neovulkanitov, najmä ryolitového zloženia, ktoré sa vyznačujú vyšším obsahom As, napr. v Žiarskej kotline (Méres et al., 1999).

V antropogénne ovplyvňovaných oblastiach sa vyššia koncentrácia As v podzemnej vode väčšinou vyskytuje iba sporadicky pri mestských aglomeráciách ako dôsledok priemyselnej a poľnohospodárskej činnosti, prevádzky teplární (spaľovania uhlia), skládok odpadu, používania agrochemikálií na báze As, ako sú pesticídy, fosfátové hnojivá (používané hlavne v minulosti) a i. Antropogénna As kontaminácia sa viaže najmä na kvartérne zdroje podzemnej vody (fluviálne náplavy riek) v nížinách a kotlinách. Plošne rozsiahlejšia je na Hornej Nitre ako dôsledok úniku kontaminovanej vody z odkaliska elektrárenského popolčeka (oblasť Prievidze; Slaninka a Kordík, 1996).

Veľkým antropogénnym zdrojom As kontaminácie je ťažba rúd (Sb-Au rudy, polymetalické ložiská a i.), ich úprava a spracúvanie (hlavne v minulosti), ktoré často mobilizáciu As v prostredí urýchľujú a sú zodpovedné za rast jeho koncentrácie v podzemnej vode príslušných oblastí. Dôsledkom je geogénno-antropogénna kontaminácia podzemnej vody As, pozorovateľná viac-menej vo všetkých historických banských oblastiach na Slovensku (napr. Jasenie-Kyslá v Nízkych Tatrách, Zlatá Idka v Spišsko-gemerskom rudohorí a i.).

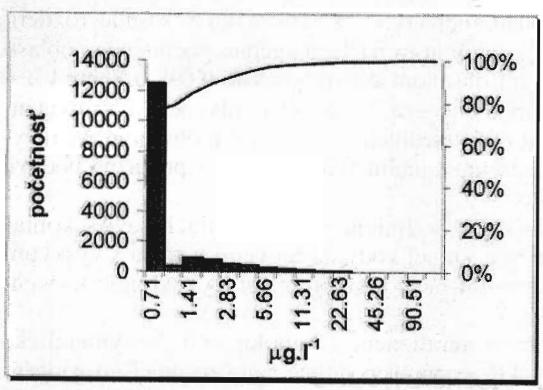
Všeobecne možno konštatovať, že geogénne As anomálie v podzemných vodách na Slovensku sú z hľadiska koncentrácie As (> 0,05 mg.l^{-1}), jej rozsahu aj priestorovej distribúcie významnejšie ako antropogénne.

Hodnotenie potenciálneho zdravotného rizika z As kontaminácie podzemnej vody

Skríningová analýza

Význam aplikácie skríningovej analýzy je v „priblížení" relatívneho zdravotného rizika z As v zdrojoch podzemnej vody na Slovensku podľa podielu As na celkovom zdravotnom riziku vyplývajúcom z kontaminácie podzemnej vody potenciálne toxickými prvkami. Do výpočtu sa zahrnuli nasledujúce kontaminanty: As, Ba, Cd, Cu, Hg, Pb, Sb, Se a Zn. Tak sa identifikovali oblasti s predpokladaným nepriaznivým vplyvom As na zdravie miestnej populácie.

Pre nedostatok dát o karcinogénnom účinku niektorých z uvedených prvkov sa skríningovou analýzou zhodnotil iba podiel As na celkovom riziku výskytu chronických



Triedy	Početnosť	Kumulat. %
0.71	12485	76.32%
1.00	390	78.70%
1.41	959	84.57%
2.00	773	89.29%
2.83	527	92.51%
4.00	397	94.94%
5.66	285	96.68%
8.00	195	97.87%
11.31	137	98.71%
16.00	62	99.09%
22.63	50	99.39%
32.00	25	99.55%
45.26	18	99.66%
64.00	21	99.79%
90.51	12	99.86%
>90.51	23	100.00%

Obr. 2. Histogram distribúcie As v podzemnej vode na Slovensku.
Fig. 2. Histogram of arsenic distribution in groundwater of Slovakia.

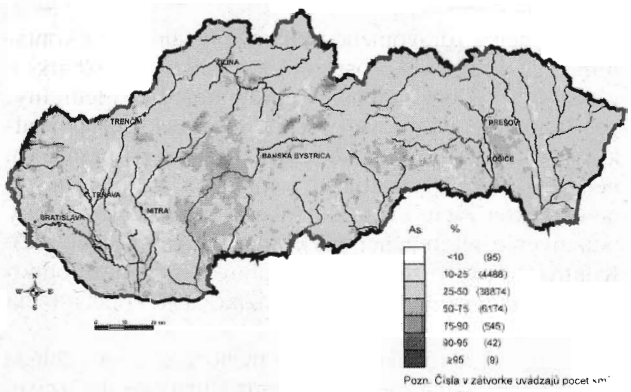
ochorení. Prehľad použitých referenčných dávok charakterizujúcich toxicitu hodnotených prvkov z hľadiska nepriaznivého chronického účinku je v tab. 3 (podľa Spencea a Waldena, 2001; RAIS – Risk Assessment Information System, www.risk.lsd.ornl.gov...).

venska As v podzemnej vode pri jej dennom príjme ako pitnej.

Podľa mapového zobrazenia výsledkov (obr. 4) možno konštatovať, že sa na väčšine územia Slovenska riziko výskytu chronických ochorení nedokumentuje a že iba asi

Tab. 3
Prehľad referenčných dávok hodnotených potenciálnych toxických prvkov
Review of reference doses estimated for evaluated potentially toxic elements

Chemický prvok	As	Ba	Cd	Cu	Hg	Pb	Sb	Se	Zn
Referenčná dávka – orálna (mg/kg-deň)	0.0003	0.07	0.0005	0.037	0.0003	0.0036	0.0004	0.005	0.3



Obr. 3. Podiel As na celkovom chronickom riziku z kontaminácie podzemnej vody na Slovensku potenciálne toxickými prvkami (As, Ba, Cd, Cu, Hg, Pb, Sb, Se a Zn).

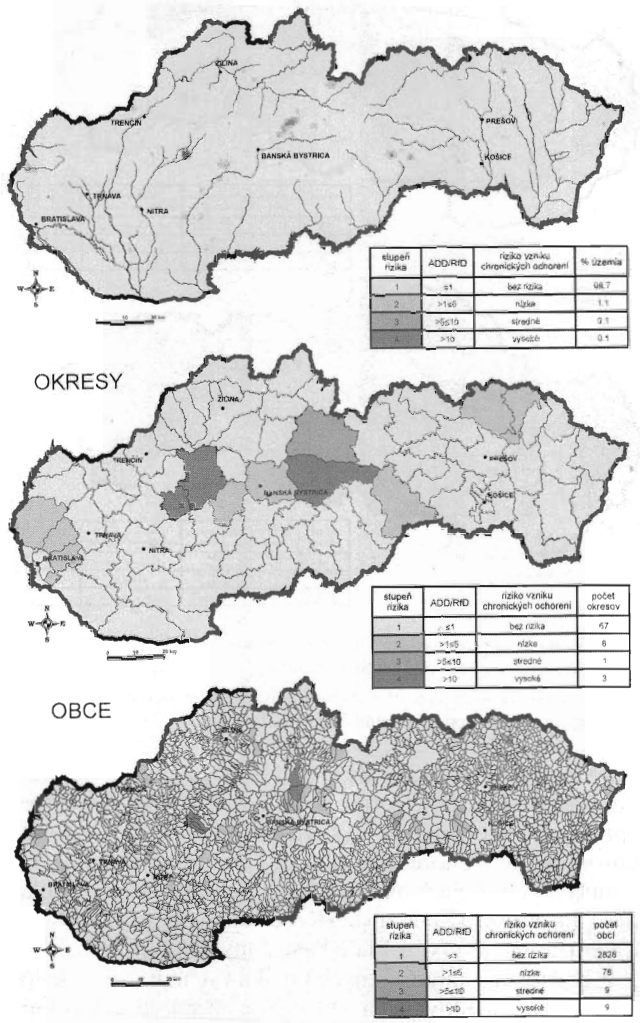
Fig. 3. Arsenic contribution to the total chronic risk from groundwater contamination in Slovakia by potentially toxic elements (As, Ba, Cd, Cu, Hg, Pb, Sb, Se and Zn).

Podľa percentuálneho vyjadrenia a mapového zobrazenia výsledkov (obr. 3) možno konštatovať, že sa okolo 10 % územia Slovenska vyznačuje päťdesiatpercentným podielom As na celkovom riziku výskytu chronických ochorení pod vplyvom kontaminácie pitnej podzemnej vody vybranými potenciálne toxickými prvkami. Výsledky zároveň naznačujú, že vo viacerých oblastiach Slovenska (pozri obr. 3) je As dôležitým kontaminantom podzemnej vody a potenciálnym zdravotným rizikom pre miestnu populáciu, ak ide o vodu určenú na pitie.

V niektorých potenciálne najrizikovejších oblastiach sa už urobil detailný medicínskogeochemický výskum, napr. v Spišsko-gemerskom rudohorí (Rapant et al., 2003) a v Žiarskej kotline Khun et al., 2000), resp. prebieha v súčasnosti (Horná Nitra a povodie Hrona). Doterajšie výsledky vychodiace z vonkajšej analýzy (obsahu As v pitnej vode), ako aj z vnútornej expozície (obsahu As v biologických materiáloch) naznačujú príčinnú súvislosť medzi koncentráciou As v podzemnej vode a zhoršeným zdravotným stavom obyvateľstva (Rapant et al., 2004).

Výpočet úrovne potenciálneho zdravotného rizika

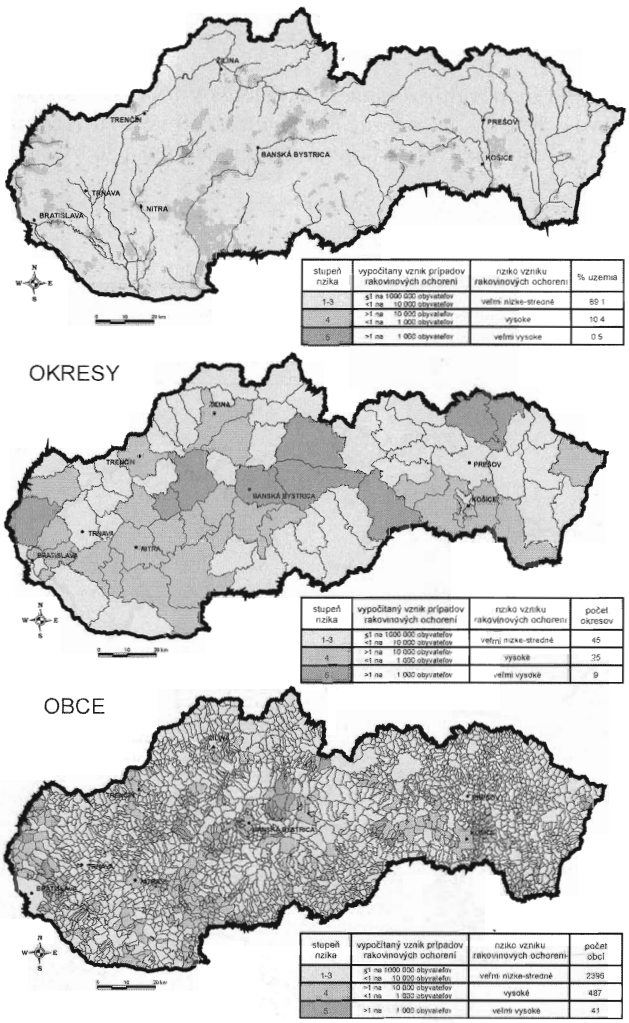
Pri odhade úrovne zdravotného rizika sa vychádza z predpokladu potenciálnej expozície obyvateľov Slo-



Obr. 4. Mapy úrovne rizika výskytu chronických ochorení z As kontaminácie podzemnej vody na Slovensku.

Fig. 4. Risk level maps of chronic disease occurrence from arsenic contamination of groundwater in Slovakia.

pre 1 % je charakteristické nekarcinogénne riziko nízkej úrovne a pre 0,02 % nekarcinogénne riziko strednej až vysokej úrovne. Potvrdené je najmä vo významne geogénne kontaminovaných oblastiach s výskytom rudnej mineralizácie (v Nízkych Tatrách, Spišsko-gemerskom rudohorí



stupeň rizika	vypočítaný vznik prípadov rakovinových ochorení	riziko vzniku rakovinových ochorení	% územia
1-3	≤1 na 1000 000 obyvateľov >1 na 10 000 obyvateľov	veľmi nízke-stredné	89.1
4	>1 na 10 000 obyvateľov <1 na 1 000 obyvateľov	vysoké	10.4
5	>1 na 1 000 obyvateľov	veľmi vysoké	0.5

stupeň rizika	vypočítaný vznik prípadov rakovinových ochorení	riziko vzniku rakovinových ochorení	počet okresov
1-3	≤1 na 1000 000 obyvateľov >1 na 10 000 obyvateľov	veľmi nízke-stredné	45
4	>1 na 10 000 obyvateľov <1 na 1 000 obyvateľov	vysoké	35
5	>1 na 1 000 obyvateľov	veľmi vysoké	9

stupeň rizika	vypočítaný vznik prípadov rakovinových ochorení	riziko vzniku rakovinových ochorení	počet obcí
1-3	≤1 na 1000 000 obyvateľov >1 na 10 000 obyvateľov	veľmi nízke-stredné	2396
4	>1 na 10 000 obyvateľov <1 na 1 000 obyvateľov	vysoké	487
5	>1 na 1 000 obyvateľov	veľmi vysoké	41

Obr. 5. Mapy úrovne rizika výskytu rakovinových ochorení z As kontaminácie podzemnej vody na Slovensku.

Fig. 5. Risk level maps of carcinogenic disease occurrence from arsenic contamination of groundwater in Slovakia.

a v Malých Karpatoch), ale aj v antropogénne kontaminovaných regiónoch (Horná Nitra). Z hľadiska územnosprávneho členenia je vysoká úroveň rizika výskytu chronických ochorení podľa priemerného obsahu As v niekoľkých obciach okresu Brezno (Jasenie, Dolná Lehota a i.) Prievidza (Zemianske Kostoľany, Bystričany a i.) a Partizánske (Veľké a Malé Krštеňany).

Z hodnotenia karcinogénneho rizika vychodí, že sa okolo 10 % územia Slovenska vyznačuje vysokým až veľmi vysokým rizikom rakovinových ochorení (obr. 5). Ako potenciálne najrizikovejšie – podobne ako pri chronickom riziku – sú oblasti s významne geogénne aj antropogénne podmienenou vyššou koncentráciou As v podzemnej vode. V nich je riziko vzniku rakoviny vyššie ako jeden prípad na 1000 obyvateľov. Podľa územnosprávneho členenia je zvýšené (vysoké a veľmi vysoké) karcinogénne riziko v celom povodí Hrona a zahŕňa viac obcí v okrese Brezno (Jasenie), Banská Bystrica (Medzibrod), Žiar nad Hronom (Lutila a Stará Kremnička), Žarnovica (Nová Baňa), Levice (Malé Kozmálovce) a Nové Zámky (Nové Zámky a Štúrovo), oblasť Spišsko-gemerského rudohoria (okres Rožňava a Gelnica) a povodie Nitry (okres Prievidza, Partizánske a Nitra).

Ostatné časti Slovenska (okolo 90 %) patrí do kategórie nízkej až strednej úrovne karcinogénneho rizika. Na rozlíšenie úrovne takéhoto rizika pri nižšom obsahu As bude v budúcnosti pravdepodobne treba použiť nižší detekčný limit ako pri tvorbe Geochemického atlasu Slovenskej republiky (v ňom bol ~ 0.001 mg.l^{-1}).

Prehľad úrovne zdravotného rizika z kontaminácie As podľa okresov Slovenskej republiky je v tab. 4.

Diskusia

Hodnotenie zdravotného rizika vyplývajúceho z kontaminácie životného prostredia vychádza z poznatkov viacerých vedných oblastí (epidemiológie, medicíny, geochémie a i.) a úroveň súčasných vedeckých poznatkov ho často aj limituje. Jedným z hlavných prameňov neistoty je aj „spoľahlivosť" vstupných dát potrebných na charakterizáciu expozície, ako aj hodnotenie toxicity (stanovenie referenčnej dávky resp. faktora smernice). Kontroverzný zostáva aj bezprahový prístup a hodnotenie karcinogénneho účinku (riziková je koncentrácia prvku > 0).

Predbežné hodnotenie zdravotného rizika sa zakladá na modelovaní expozície na identifikáciu a charakterizáciu potenciálneho rizika z As kontaminácie podzemnej vody pre celé Slovensko. V reálnych podmienkach možno – v závislosti od špecifických podmienok expozície obyvateľstva – denného príjmu vody, trvania expozície, konzumácie balenej vody a pod.) – všeobecne očakávať nižšiu úroveň zdravotného rizika.

Prezentované výsledky na celoslovenskej úrovni majú iba informatívny charakter a naznačujú, v ktorých oblastiach by bolo v budúcnosti treba urobiť detailný medicínsko-geochemický výskum na potvrdenie alebo vyvrátenie predpokladu existencie zdravotného rizika z As v podzemnej vode a s tým spätej potreby nápravných opatrení, a zároveň identifikujú oblasti, v ktorých treba venovať pozornosť pitnej vode a obsahu As v nej.

Záver

Z hodnotenia zdravotného rizika vyplývajúceho z As kontaminácie skríningovou analýzou a výpočtom jeho úrovne, ako aj chronických aj karcinogénnych účinkov tejto kontaminácie možno konštatovať existenciu potenciálneho zdravotného rizika z As kontaminácie pitnej podzemnej vody pre obyvateľov viacerých oblastí Slovenska.

Celkové chronické riziko z kontaminácie podzemnej vody As na vyše desatine územia Slovenskej republiky je 50 %. Riziko výskytu chronických ochorení je vo všeobecnosti nízke. Pre približne 1 % územia je charakteristický nízky a pre 0,02 % stredný až vysoký stupeň nekarcinogénneho (chronického) rizika. Pri 10 % územia sa dokumentuje vysoké až veľmi vysoké riziko vzniku rakovinových ochorení z As. Potenciálne najrizikovejšie sú hlavne oblasti s geogénne podmieneným obsahom As v podzemnej

Tab. 4
Zdravotné riziko z kontaminácie podzemnej vody SR As – okresy
Health risk from arsenic contamination of groundwater in Slovakia – districts

Okres	C_{as}	HQ	CHRL	ELCR	CRL	Okres	C_{as}	HQ	CHRL	ELCR	CRL
Bánovce n. Bebrav	0.0022	2.10E-01	1	9.43E-05	1–3	Nové M. n. Váhom	0.0019	1.81E-01	1	8.14E-05	1–3
Banská Bystrica	0.0377	3.59E+00	2	1.62E-03	5	Nové Zámky	0.0040	3.81E-01	1	1.71E-04	4
Banská Štiavnica	0.0026	2.48E-01	1	1.11E-04	4	Partizánske	0.7576	7.22E+01	4	3.25E-02	5
Bardejov	0.0490	4.67E+00	2	8.57E-05	5	Pezinok	0.0152	1.45E+00	2	6.51E-04	4
Bratislava I	0.0013	1.24E-01	1	5.57E-05	1–3	Piešťany	0.0011	1.05E-01	1	4.71E-05	1–3
Bratislava II	0.0016	1.52E-01	1	6.86E-05	1–3	Poltár	0.0021	2.00E-01	1	9.00E-05	1–3
Bratislava III	0.0036	3.43E-01	1	1.54E-04	4	Poprad	0.0015	1.43E-01	1	6.43E-05	1–3
Bratislava IV	0.0019	1.81E-01	1	8.14E-05	1–3	Považ. Bystrica	0.0006	5.71E-02	1	2.57E-05	1–3
Bratislava V	0.0012	1.14E-01	1	5.14E-05	1–3	Prešov	0.0022	2.10E-01	1	9.43E-05	1–3
Brezno	0.1798	1.71E+01	4	7.71E-03	5	Prievidza	1.6680	1.61E+02	4	7.23E-02	5
Bytča	0.0006	5.71E-02	1	2.57E-05	1–3	Púchov	0.0005	4.76E-02	1	2.14E-05	1–3
Čadca	0.0006	5.71E-02	1	2.57E-05	1–3	Revúca	0.0010	9.52E-02	1	4.29E-05	1–3
Detva	0.0024	2.29E-01	1	1.03E-04	4	Rimavská Sobota	0.0018	1.71E-01	1	7.71E-05	1–3
Dolný Kubín	0.0023	2.19E-01	1	9.86E-05	1–3	Rožňava	0.0397	3.78E+00	2	1.70E-03	5
Dunajská Streda	0.0021	2.00E-01	1	9.00E-05	1–3	Ružomberok	0.0023	2.19E-01	1	9.86E-05	1–3
Galanta	0.0039	3.71E-01	1	1.67E-04	4	Sabinov	0.0008	7.62E-02	1	3.43E-05	1–3
Gelnica	0.0056	5.33E-01	1	2.40E-04	4	Senec	0.0109	1.04E+00	2	4.67E-04	4
Hlohovec	0.0009	8.57E-02	1	3.86E-05	1–3	Senica	0.0029	2.76E-01	1	1.24E-04	4
Humenné	0.0007	6.67E-02	1	3.00E-05	1–3	Skalica	0.0020	1.90E-01	1	8.57E-05	1–3
Ilava	0.0006	5.71E-02	1	2.57E-05	1–3	Snina	0.0098	9.33E-01	1	4.20E-04	4
Kežmarok	0.0006	5.71E-02	1	2.57E-05	1–3	Sobrance	0.0016	1.52E-01	1	6.86E-05	1–3
Komárno	0.0021	2.00E-01	1	9.00E-05	1–3	Spišská Nová Ves	0.0019	1.81E-01	1	8.14E-05	1–3
Košice I	0.0016	1.52E-01	1	6.86E-05	1–3	Stará Ľubovňa	0.0007	6.67E-02	1	3.00E-05	1–3
Košice II	0.0026	2.48E-01	1	1.11E-04	4	Stropkov	0.0006	5.71E-02	1	2.57E-05	1–3
Košice III	0.0009	8.57E-02	1	3.86E-05	1–3	Svidník	0.0274	2.61E+00	2	4.29E-05	5
Košice IV	0.0030	2.86E-01	1	1.29E-04	4	Šaľa	0.0039	3.71E-01	1	1.67E-04	4
Košice-okolie	0.0043	4.10E-01	1	1.84E-04	4	Topoľčany	0.0032	3.05E-01	1	1.37E-04	4
Krupina	0.0022	2.10E-01	1	9.43E-05	1–3	Trebišov	0.0029	2.76E-01	1	1.24E-04	4
Kysucké N. Mesto	0.0011	1.05E-01	1	4.71E-05	1–3	Trenčín	0.0096	9.14E-01	1	4.11E-04	4
Levice	0.0085	8.10E-01	1	3.64E-04	4	Trnava	0.0011	1.05E-01	1	4.71E-05	1–3
Levoča	0.0010	9.52E-02	1	4.29E-05	1–3	Turčianske Teplice	0.0019	1.81E-01	1	8.14E-05	1–3
Liptovský Mikuláš	0.0535	5.10E+00	3	9.44E-05	5	Tvrdošín	0.0007	6.67E-02	1	3.00E-05	1–3
Lučenec	0.0020	1.90E-01	1	8.57E-05	1–3	Veľký Krtíš	0.0020	1.90E-01	1	8.57E-05	1–3
Malacky	0.0266	2.53E+00	2	1.14E-03	5	Vranov n. Topľou	0.0011	1.05E-01	1	4.71E-05	1–3
Martin	0.0070	6.67E-01	1	3.00E-04	4	Zlaté Moravce	0.0055	5.24E-01	1	2.36E-04	4
Medzilaborce	0.0005	4.76E-02	1	2.14E-05	1–3	Zvolen	0.0065	6.19E-01	1	2.79E-04	4
Michalovce	0.0016	1.52E-01	1	6.86E-05	1–3	Žarnovica	0.0069	6.57E-01	1	2.96E-04	4
Myjava	0.0007	6.67E-02	1	3.00E-05	1–3	Žiar n. Hronom	0.0175	1.67E+00	2	7.50E-04	4
Námestovo	0.0006	5.71E-02	1	2.57E-05	1–3	Žilina	0.0049	4.67E-01	1	2.10E-04	4
Nitra	0.0076	7.24E-01	1	3.26E-04	4						

Pozn. C_{as} – priemerná koncentrácia As, HQ – koeficient nebezpečenstva, CHRL – stupeň chronického rizika, ELCR – celoživotné riziko prírastku rakovinových ochorení, CRL – stupeň rakovinového rizika

Note: C_{as} – average concentration of As, HQ – hazard coefficient, CHRL – chronic risk level, ELCR – excess lifetime cancer risk, CRL – cancer risk level

vode (napr. okres Brezno, Banská Bystrica, Rožňava a i.). V nich sa zistilo stredné až vysoké riziko výskytu chronických, ako aj rakovinových ochorení. Z antropogénne kontaminovaných oblastí je potenciálne najrizikovejšia Horná Nitra (okres Prievidza a Partizánske).

Prezentované výsledky sú orientačné a z hľadiska vzťahu ku komplexnému medicínskogeochemickému výskumu a jeho zameraniu na identifikované potenciálne rizikové oblasti na hodnotenie reálneho zdravotného rizika predbežné.

Literatúra

Ahmed, K. M., Bhattacharya, P., Hasan, M. A., Akhter, S. H., Mahbub Alam, S. M., Hossain Bhuyian, M. A., Badrul Imam, M., Khan, A. A., & Sracek, O., 2004: Arsenic enrichment in groundwater of the alluvial aquifers in Bangladesh: An overview. *Applied Geochemistry, 19, 181–200.*

ATSDR, 2000: Toxicological profile for arsenic (CAS 7440-38-2). Agency for Toxic Substances and Disease registry. Atlanta, GA U. S. Department of Health and Human Services. Public Health Service. (http://www.atsdr.cdc.gov/toxprofiles/tp2.html), 429.

Bose, P., & Sharma, A., 2002: Role of iron in controlling speciation and mobilization of arsenic in subsurface environment. *Water Research, 36, 4916–4926.*

Fletcher, T., Vahter, M., Goessler, W., Hemminki, K., Rudnai, P., Gurzau, E., & Koppova, K., 2003: Arsenic health risk assessment and molecular epidemiology. QLTR-2001-00264. Quality of life and management of living resources. Second progress report on the period 1. Manuscript, 31

Khun, M., Jurkovič, Ľ., & Urminská, J., 2000: A brief outline of the problems and practical application in the region of Žiarska kotlina basin. *Slov. geol. mag., 6, 1, 17–26.*

Marsina, K., Bodiš, D., Havrila, M., Janák, M., Káčer, Š., Kohút, M.,

Lexa, J., Rapant, S., & Vozárová, A., 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky. Zv. 3. Horniny. *Bratislava, MŽP SR, 135.*

Méres, Š., Hovorka, D., Marsina, K., Halouzka, R., Káčer, Š., & Šimon, L., 1999: Vplyv hornín v regióne Žiarskej kotliny na životné prostredie. *Mineralia Slov., Geovestník, 1, 3.*

RAIS – Risk Assessment Information System. www.risk.lsd.ornl.gov, http://www.risk.lsd. ornl.gov/ tox/latest.nonrad.xls.

Rapant, S., Vrana, K., & Bodiš, D., 1996: Geochemický atlas Slovenskej republiky. Zv I. Podzemné vody. *Bratislava, GSSR, 127*

Rapant, S., Cicmanová, S., Dietzová, Z., & Khun, M., 2003: Medical geology research in Slovakia, it's background, methodology and preliminary results. *Krystalinikum, 29, 61–70.*

Rapant, S., Cicmanová, S., Dietzová, Z., & Khun, M., 2004: Medicínsko-geochemický výskum v oblasti Zlatej Idky *Geol. P Spr., 110, 65–76.*

Slaninka, I., & Kordík, J., 1996: Obsah arzénu v podzemných vodách Slovenska. Hydrogeochémia 1996. *In. Zbor zo seminára. Katedra hydrogeológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave.*

Smedley, P L., & Kinniburgh, D. G., 2002: A review of the source, behaviour and distribution of arsenic in natural waters. *Applied Geochemistry, 17, 517–568.*

Smith, A. H., Lingas, E. O., & Rahman, M., 2000: Contamination of drinking water by arsenic in Bangladesh: A public health emergency. *Bull. World Health Organisation, 78, 1093–1103.*

Spence, L. R., & Walden, T., 2001 Risk-Integrated software for clean-ups - version $RISC_4$. User's manual. Spence Engineering, Pleasanton, California / BP Oil International, Sunbury UK.

Sracek, O., Bhattacharya, P., Jacks, G., Gustafsson, J P., & von Brömssen, M., 2004: Behavior of arsenic and geochemical modelling of arsenic enrichment in aqueous environments. *Applied Geochemistry, 19, 169–180.*

US EPA, 1989: Risk assessment guidance for Superfund (RAGS): Volume I - Human health evaluation manual (HHEM). Part A Baseline risk assessment. Interim Final. United States Environmental Protection Agency, Office of Emergency and Remedial Response, Washington, DC. (EPA/540/1-89/002).

US EPA, 1998: Arsenic, inorganic, (CASRN 7440-38-2). United States Environmental Protection Agency, Integrated Risk Information System (IRIS), http://www.epa.gov/iris/ subst /0278.htm.

US EPA, 1999: A Risk Assessment – Multiway exposure spreadsheet calculation tool United States Environmental Protection Agency, Washington, DC.

WHO, 1993: Guidelines for drinking water quality Vol. 1 Recommendations, Second edition. World Health Organisation, Geneva, 188.

Potential health risk from arsenic groundwater contamination in Slovak Republic

Based on health risk assessment from arsenic through screening analysis application and risk level calculation consisting from modelling exposure, an existence of potential health risk (chronic, carcinogenic) from arsenic groundwater contamination can be stated in several areas of Slovak Republic.

Estimated arsenic contribution to the total chronic risk from contaminated groundwater by potentially toxic elements exceeds 50 % in more than 10 % of the Slovak territory. Chronic risk level is generally low. Only 0.2 % of the total area is characterized with medium to high noncarcinogenic (chronic) risk. Increased carcinogenic risk level (high to very high) is documented in about 10 % of Slovak territory. The areas of potential concern, regarding determined high human health risk levels, chronic as well as carcinogenic, are mainly geogenically (Nízke Tatry Mts., Spišsko-gemerské Ore Mts. etc.) and, to a lesser extent, also anthropogenically contaminated (Horná Nitra region). From the point of view of administrative units of Slovak Republic following districts appear to be of higher risk: Brezno, Banská Bystrica, Rožňava, Prievidza, Partizánske etc.

Presented results of potential health risk assessment from arsenic groundwater contamination in Slovak Republic, based on modelling exposure, should be regarded as preliminary. A complex medical-geochemical research realization is necessary in order to confirmation of health risk presence and associated determination of needs for action at sites of concern (risk minimization).

Mineralia Slovaca, 38 (2006), 37–42

Vplyv krajinných prvkov na kontamináciu pôdy v Spišsko-gemerskom rudohorí

DUŠAN BODIŠ

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

(Doručené 16. 5. 2005, revidovaná verzia doručená 2. 9. 2005)

Influence of the land use on soil contamination in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

Logistic regression modelling with three explanatory variables (land use, metallogenesis and geology) was used for demonstration of top-soil contamination (A-horizon) in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Modelling results showed that probability (more than 80 %) of the main contaminants (As, Sb) above reporting limits occurrences are depending on land use and metallogenesis. Geology like an explanatory variable does not appreciably add to the explanatory power of the models. Contamination is fixed into the areas Nižná Slaná – Vlachovo, Delava – Betliar, Henclová, Rudňany, Mníšek nad Hnilcom – Gelnica and Zlatá Idka. In the regions of mineralized structures, the source of highest elements concentration is primary. These sources in the region of Spišsko-gemerské rudohorie Mts. are overlapping with historical and recent mining and ore dressing activities.

Key words: environmental modelling, logistic regression, soil contamination, arsenic, antimony

Úvod

Cieľom príspevku je environmentálno-geochemickým modelom demonštrovať, ako vplývajú krajinné prvky (využívanie krajiny, metalogenéza a geologický substrát) na pravdepodobnosť výskytu nadlimitného obsahu prvkov (As, Sb) v povrchových horizontoch pôdy (A-horizont) v Spišsko-gemerskom rudohorí. Základom prístupu je predpoklad, že využívanie krajiny a jej prírodných osobitostí vplýva na distribúciu prvkov v pôde. Hlavným nástrojom modelu bola štatistická metóda – logistická regresia. Vzťah medzi využívaním krajiny a geochemickým prostredím (prirodzenou a podmienenou distribúciou prvkov v abiotických prírodných zložkách) sa rad autorov intenzívnejšie zaoberal v 90. rokoch 20. stor. Podstata aplikácie spočívala v kombinácii geochemických údajov s inými, okrem iných aj s využívaním krajiny.

Zhang a Wang (2001) aplikovali GIS pri konštrukcii distribúcie stopových prvkov v riečnych sedimentoch pomocou tematických máp, v ktorých kombinovali informačné vrstvy využívania krajiny a geologické informácie a na ich základe vysvetľovali rozličnú distribúciu stopových prvkov s určovaním ich antropogénnej časti zo známych banských diel a priemyslu. Birke a Rauch (1997) publikovali výsledky environmentálno-geochemického štúdia v Berlíne, pri ktorom sledovali distribúciu prvkov v povrchových horizontoch pôdy *(top-soil)* s evidentnou väzbou anomálií na rôzny charakter využívania krajiny. Poľnohospodárske oblasti vykazovali obohatenie o Cd, Cr, V a P, kým vnútorné časti mesta zvýšenú koncentráciu Cd, Ni, Cu, Hg, Pb, Sn, Th a Tl, ktorú podľa autorov spôsobila najmä antropogénna časť atmosférického spadu. Podobné štúdie o aplikácii logistickej regresie v environmentálno-geochemickej problematike publikoval napr. Helsel a Hirsch (1993), Tesoriero a Voss (1997) a i.

Spišsko-gemerské rudohorie je známe predovšetkým intenzívnou baníckou aktivitou v histórii aj v súčasnosti. Prebieha v ňom výskum, prieskum, ťažba až po spracúvanie rozličných nerastných surovín. Okrem tejto hlavnej aktivity, vyplývajúcej z prírodných špecifík územia, je v ňom rozvinuté poľnohospodárstvo a pasenie dobytka. Tieto činnosti možno pokladať za potenciálne hlavné bodové a difúzne zdroje kontaminácie pôdy a významne ich ovplyvňujú prírodné podmienky a využívanie krajiny.

Vstupné údaje

Pôda

Vstupnou informáciou o chemickom zložení pôdy regiónu bolo 588 chemických analýz (analyzovaná pôdna frakcia pod 2 mm) A-pôdneho horizontu s touto asociáciou sledovaných prvkov: As, Ba, Be, Cd, Cr, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Sn, V a Zn (Čurlík a Šefčík, 1999).

Využívanie krajiny

Spišsko-gemerské rudohorie možno podľa celoeurópskej klasifikácie CORINE Land Cover (Šefčík a Vojtek, 2001) rozdeliť na dve základné hierarchické skupiny, a to

na poľnohospodárske areály, ktoré pokrývajú takmer štvrtinu regiónu, a na lesné a poloprírodné areály (zaberajúce 76,11 % územia). Toto rozdelenie v podstate rešpektuje aj základné využívanie krajiny. Na zjednodušenie sa územie rozčlenilo na päť typov krajinnej pokrývky, ktorá prakticky úzko súvisí s charakterom jej využívania a s prírodnými podmienkami. Každej chemickej analýze pôdy v báze dát sa pričlenil číselný kód podľa miesta odberu a typu využívania krajiny (obr. 3) takto: 1 – orná pôda, 3 – lúky a pasienky, 5 – listnaté lesy, 6 – ihličnaté lesy, 7 – zmiešané lesy.

Metalogenéza

Podobne prebiehalo kódovanie z hľadiska metalogenézy a miesta odberu vzorky pôdy. Vplyv banskej činnosti (antropogénno-geogénny zdroj kontaminácie) a zrudnenia (geogénny zdroj kontaminácie) sa zjednodušil tak, že sa odberové miesta kódovali podľa hraníc overeného priebehu mineralizovaných štruktúr v zmysle Trégera (2002) nasledujúco (obr. 3): 1 – Mo-W mineralizácia s typovým ložiskom Ochtiná, 2 – antimonitová žilná mineralizácia s typovým ložiskom Čučma, 3 – Fe dolomitovo-sulfidická žilná mineralizácia s typovým ložiskom Novoveská Huta, 4 – sideritovo-sulfidická žilná mineralizácia s typovým ložiskom Rudňany, 5 – sideritová stratiformná mineralizácia s typovým ložiskom Nižná Slaná, 6 – Sn grajzenová a žilná mineralizácia s typovým ložiskom Hnilec, 7 – magnezitová stratiformná mineralizácia s typovým ložiskom Jelšava, 8 – Cu a polymetalická stratiformná mineralizácia s typovým ložiskom Smolník.

Vzorka odobratá mimo vyčlenenej oblasti mineralizovanej štruktúry mala kódové číslo 0.

Geologický podklad

Geologická stavba Spišsko-gemerského rudohoria je substrátom pre vývoj pôdneho pokryvu a prvotne podstatne vplýva na obsah a distribúciu prvkov v tomto médiu. Na zjednodušenie a priblíženie možného priameho vplyvu pôdy substrátom sa vytvorilo 34 litotypov s podobnými geochemickými znakmi a ich zaradením do environmentálno-geochemického modelu sa sledovala zákonitá spojitosť ako s využívaním krajiny a geologickým substrátom, tak aj s jej reliéfom. V databáze sa potom ku každému odberovému miestu priradil jeden z 34 kódov vytvorených na základe účelovej geologickej mapy Spišsko-gemerského rudohoria v mierke 1 : 50 000 (Ivanička a Mello, 2002).

Metodika hodnotenia

Pôda ako multifunkčný prírodný útvar vznikala interakciou medzi geologickými, klimatickými a biotickými faktormi na určitom stanovišti. Do tohto procesu vstupoval ďalší významný faktor – antropogénny, ktorý je do veľkej miery podmienený povahou využívania krajiny. Hodnotenie tohto vplyvu sa skladalo z viacerých krokov a bolo zamerané na charakter distribúcie prvkov v pôde, zisťovanie hlavných kontaminantov vo vzťahu k využívaniu krajiny a výskum pravdepodobnosti interakcií a vplyvov interpretáciou výsledkov modelu logistickej regresie. Okrem základnej štatistickej analýzy sa aplikovala analýza rozptylu (ANOVA) na zistenie štatisticky významných rozdielov stredných hodnôt obsahu prvkov v pôde rozdelených na súbory podľa využívania krajiny. Miera kontaminácie pôdy analyzovanými prvkami sa hodnotila podľa indexu kontaminácie c_d (Backman et al., 1998), ktorý je normalizovanou sumou pomeru analyticky zistenej a normatívnej B hodnoty prvku v pôde z rozhodnutia MP SR 531/1994-540, pričom ak je $c_d \geq 1$, ide o nadlimitný výskyt kontaminantu/kontaminantov v pôde a naopak.

Logistická regresia sa použila na predpoveď binárnej odozvy závisle premenných (prítomnosť alebo absencia vybraných hlavných kontaminantov resp. indexu kontaminácie ako sumárneho kritéria) od nezávisle premenných, ktoré v tomto prípade predstavuje využívanie krajiny, geologický podklad a mineralizované štruktúry.

Logistická regresia patrí medzi všeobecné modely s regresívnymi analýzami a jej výhodou je, že pracuje s údajmi, ktoré nemajú normálne rozdelenie. Algoritmus modelu identifikuje optimálnu konfiguráciu nezávisle premenných tak, aby najlepšie opísali prítomnosť (nadlimitnú koncentráciu) kontaminantov v pôde, ak sa regresné koeficienty pri určitej hladine významnosti významne odlišujú od nuly. Rovnica výslednej logistickej regresie sa môže transformovať na predpoveď pravdepodobnosti výskytu (nadlimitnej koncentrácie) kontaminantu logistickou funkciou (Helsel a Hirsch, 1992)

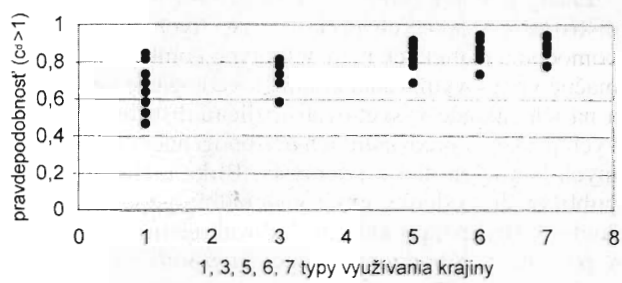
$$P = \frac{\exp(b_0 + bx)}{1 + \exp(b_0 + bx)}$$

kde P je pravdepodobnosť výskytu echa prítomnosti kontaminantu, b_0 parameter smernice, x vektor hodnoty závisle premennej a bx zahŕňa koeficienty smernice pre každú závisle premennú tak, že $bx = b_1x_1, b_2x_2, \ldots b_kx_k$.

Aplikovala sa metóda maximálnej pravdepodobnosti, ktorá je iteratívnym výpočtom funkcie nazývanej log pravdepodobnosť, ktorá sa môže vyjadriť aj ako pozitívne číslo

$$-2 \log \text{pravdepodobnosť } G^2 = -2.1$$

Postupovalo sa metódou tzv. včlenených modelov s postupným vyraďovaním nevyhovujúcich nezávisle



Obr. 1. Pravdepodobnosť, že $c_d > 1$ vo vzťahu k využívaniu krajiny.
Fig. 1. Probability $c_d > 1$ in relation to land use.

premenných a ich hypotézy sa v tejto práci overovali jednoduchým testom, ktorý sa podobá F-testu, používanému pri štandardnej metóde najmenších štvorcov a označovanému ako pomer parciálnych pravdepodobností (l_r)

$$l_r = 2(l_c - l_s) = (G^2_s - G^2_c)$$

kde l_c je logistická pravdepodobnosť pre komplexný a l_s pre jednoduchší model. Pomer parciálnej pravdepodobnosti je aproximovaný chi-kvadrát distribúciou a má ($k_c - k_s$) stupňov voľnosti.

Model logistickej regresie sa aplikoval prostredníctvom verzie 10.1 štatistického balíka SPSS.

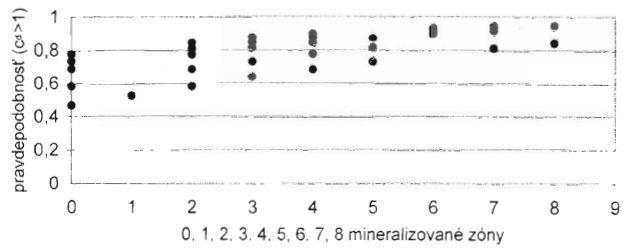
Diskusia

Z porovnania s rozhodnutím MP SR vychodí, že Ba, Be, Cd, Co, Cr, Mo, Ni, Se, Sn, V a Zn limitnú B-koncentráciu alebo vôbec neprekračujú, alebo ju prekračujú iba v malej miere, ale na druhej strane Sb, As a Hg v pôdnom A-horizonte možno označiť za hlavné kontaminanty. Celkovo limitné hodnoty jednoznačne najväčšmi prekračuje Sb (až v 81 %) a As (v 50 %), kým Cu a Hg ich prekračuje približne v 19 % všetkých vzoriek.

Významné rozdiely v stupni kontaminácie pôdy sú v areáloch ornej pôdy a v ihličnatých lesoch. Kým pôda v areáloch ornej pôdy v 45 % nijaký limit koncentrácie neprekračuje, v ihličnatých lesoch je pôdny A-horizont kontaminovaný takmer v 90 % vzoriek.

Výsledný model logistickej regresie pre všetky nezávisle premenné je v tab. 1. V ňom bolo hodnôt stupňa kontaminácie nižších ako jedna 171 (nekontaminovaných) a s hodnotou 1 a vyššou (kontaminovaných) 417. Z hľadiska pravdepodobnosti nie je premenná Geológia (pri danom kritériu hladiny významnosti 0,05) významná, čiže v už uvedenom zmysle distribúciu stupňa kontaminácie pôdy neovplyvňuje, a preto sa z modelu vyradila a vytvoril sa jednoduchší model, ktorého výsledky dokumentuje tab. 2. Podľa rozdielu medzi F-testom a celým modelom, ktorý reprezentoval hodnotu 2,136, možno konštatovať, že jednoduchší model je štatisticky významný.

Z prijatého jednoduchšieho modelu vyplýva, že distribúcia hodnôt stupňa kontaminácie rovných 1 a vyšších ako 1 v pôdnom A-horizonte je funkciou využívania krajiny a výskytu mineralizovaných štruktúr. V prípade



Obr. 2. Pravdepodobnosť, že $c_d > 1$ vo vzťahu k mineralizovaným zónam.
Fig. 2. Probability $c_d > 1$ in relation to mineralized zones.

pravdepodobnosti stupňa kontaminácie väčšieho ako 1 resp. rovného 1 možno v závislosti od využívania krajiny (obr. 1) konštatovať nasledujúce:

– V lesných a poloprírodných areáloch je vplyv využívania krajiny na jej kontamináciu veľmi vysoký a vo väčšine odberových bodov je pravdepodobnosť stupňa kontaminácie väčšieho ako 1 alebo rovného 1 vyššia ako 80-percentná, čo súvisí s charakterom využívania krajiny.

– V poľnohospodárskych areáloch je táto hodnota pravdepodobnosti menšia ako 80 %.

– Využívanie krajiny má najväčší vplyv v areáloch ihličnatých a zmiešaných lesov, kde prevláda výskyt mineralizovaných štruktúr ako prirodzený faktor prvotnej krajinnej štruktúry a lokálne antropogénny faktor, ktorým je v regióne banská činnosť.

Závislosť stupňa kontaminácie väčšieho ako 1 resp. rovného 1 vo vzťahu k oblastiam s výskytom mineralizovaných štruktúr ilustruje obr. 2. Je zrejmé, že v oblastiach s mineralizovanými štruktúrami je pravdepodobnosť kontaminácie pôdy menšia ako 80 %. V častiach územia s výskytom Sn grajzenovej a žilnej mineralizácie s typovým ložiskom Hnilec, magnezitovej stratiformnej mineralizácie s typovým ložiskom Jelšava a Cu a polymetalickej stratiformnej mineralizácie s typovým ložiskom Smolník je pravdepodobnosť kontaminácie pôdy väčšia ako 80 %. V oblastiach s antimonitovou žilnou mineralizáciou s typovým ložiskom Čučma, Fe dolomitovo-sulfidickou žilnou mineralizáciou s typovým ložiskom Novoveská Huta, sideritovo-sulfidickou žilnou mineralizáciou s typovým ložiskom Rudňany a sideritovou stratiformnou mineralizáciou s typovým ložiskom Nižná Slaná je kontaminácia pôdy prevažne vyššia ako 80 %, ale v niektorých prípadoch sa pohybuje aj od 60 do 80 % (obr. 2).

Tab. 1
Logistická regresia pre celý model so závisle premennou c_d
Logistic regression for the full model with dependent variable c_d

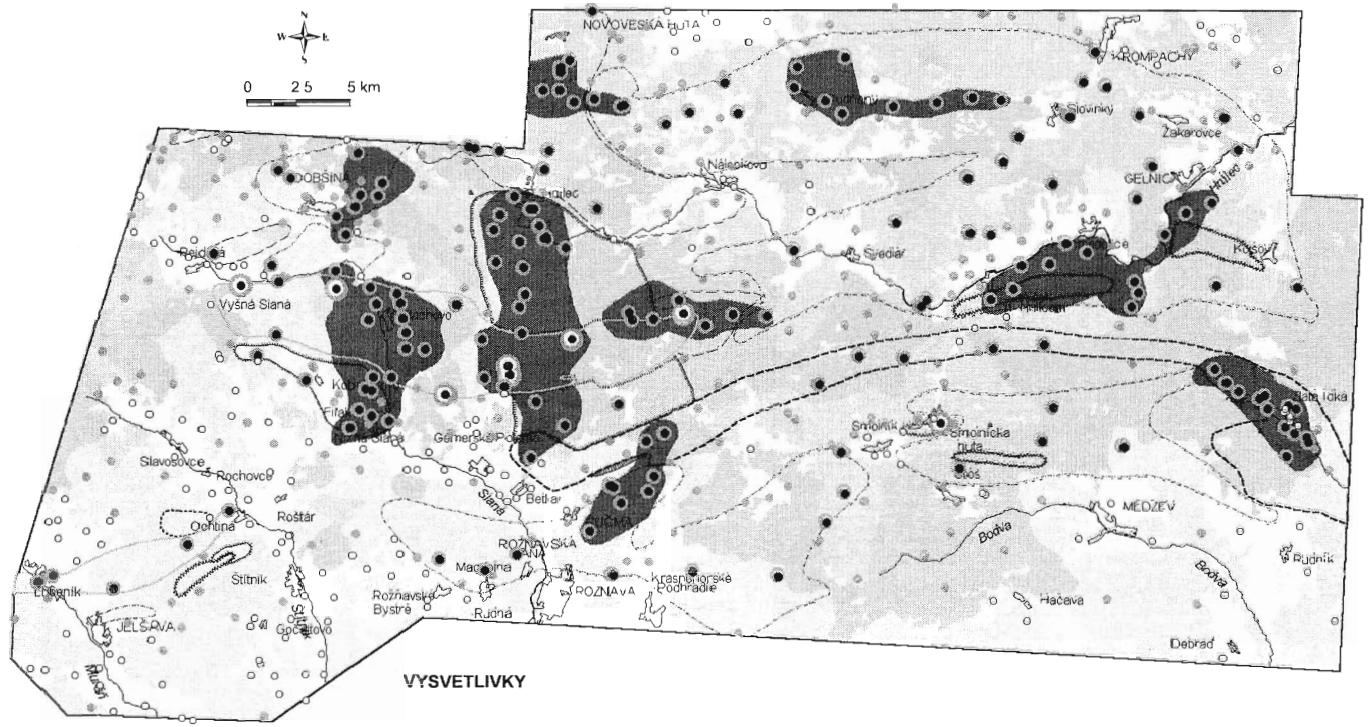
	Konšt. b_0	Geológia	Min. štrukt.	Využ. kraj
Odhad	-0.4384	0.0129	0.2245	0.1996
Štand. chyba	0.1905	0.0088	0.0468	0.0442
t(584)	-2.3019	1.4630	4.8007	4.5117
Hladina významnosti	0.0217	0.1440	0.0000	0.0000

Počet hodnôt s 0 = 171 a s 1 = 417
$l_{(0)}$ = 319.87, Chi-kvadrát(3) = 69.249, p = .000
The number of values with 0 = 171 and with 1 = 417
$l_{(0)}$ = 319.87, Chi-square = 69.249, p-value = 0.000

Tab. 2
Logistická regresia pre jednoduchší model so závisle premennou c_d
Logistic regression for the simply model with dependent variable c_d

	Konšt. b_0	Min. štrukt.	Využ. kraj
Odhad	-0.3506	0.2286	0.2288
Štand. chyba	0.1803	0.0468	0.0396
t(584)	-1.9449	4.8862	5.7785
Hladina významnosti	0.0523	0.0000	0.0000

Počet hodnôt s 0 = 171 a s 1 = 417
$l_{(0)}$ = 320.94, Chi-kvadrát(2) = 67.112, p = .000
The number of values with 0 = 171 and with 1 = 417
$l_{(0)}$ = 320.94, Chi-square = 67.112, p-value = 0.000



VYSVETLIVKY

Pravdepodobnosť kontaminácie pôdy (A - horizont)

- pravdepodobnosť väčšia ako 0.80, že C_a je rovné 1 resp vyššie ako 1
- pravdepodobnosť väčšia ako 0 80, že C_a je rovné 1 resp. vyššie ako 1
- pravdepodobnosť vačšia ako 0.80, že obsah Sb > 3 mg/kg
- pravdepodobnosť väčšia ako 0.80, že C_a je rovné 1 resp. vyššie ako 1 a obsah obsah Sb > 3 mg/kg
- pravdepodobnosť vačšia ako 0.80, že C_a je rovné 1 resp. vyššie ako 1 a obsah obsah Sb > 3 mg/kg a As > 30 mg/kg

○ miesto odberu vzorky pôdy

Využívanie krajiny

1 orná pôda
3 lúky a pasienky
5 listnaté lesy
6 ihličnaté lesy
7 zmiešané lesy

Mineralizované štruktúry

0 bez mineralizovaných štruktúr
1 Mo - W
2 Sb
3 Fe - dolomitovo - sulfidická
4 sideritovo - sulfidická
5 sideritová stratiformná
6 Sn grajzenová a žilná
7 magnezitová stratiformná
8 Cu a polymetalická stratiformná

Tab. 3
Logistická regresia pre celý model so závisle premennou As
Logistic regression for the full model with dependent variable As

	Konšt. b_0	Geológia	Min. štrukt.	Využ. kraj
Odhad	-0.8604	0.0068	0.1681	0.1435
Štand. chyba	0.1864	0.0081	0.0385	0.0393
t(584)	-4.6157	0.8419	4.3659	3.6510
Hladina významnosti	0.0000	0.4002	0.0000	0.0003

Počet hodnôt s 0 = 272 a s 1 = 316
l_{r0} = 382.93, Chi-kvadrát(3) = 45.986, p = .000
The number of values with 0 = 272 and with 1 = 316
l_{r0} = 382.93, Chi-square = 45.986, p-value = 0.000

Tab. 4
Logistická regresia pre jednoduchší model so závisle premennou As
Logistic regression for the simply model with dependent variable As

	Konšt. b_0	Min. štrukt.	Využ. kraj
Odhad	-0.8110	0.1697	0.1587
Štand. chyba	0.1763	0.0385	0.0350
t(584)	-4.5994	4.4119	4.5383
Hladina významnosti	0.0000	0.0000	0.0000

Počet hodnôt s 0 = 272 a s 1 = 316
l_{r0} = 383.28, Chi-kvadrát(2) = 45.280, p = .000
The number of values with 0 = 272 and with 1 = 316
l_{r0} = 383.28, Chi-square = 45.280, p-value = 0.000

Environmentálno-geochemický model založený na metóde logistickej regresie sa použil aj pri zisťovaní potenciálneho vplyvu využívania krajiny na distribúciu nadlimitnej koncentrácie As v A-horizonte pôdy. Výsledky platné pre celý model sú v tab. 3. V tomto prípade bol v celom súbore počet menších hodnôt, ako je limit, 272 a väčších 316, pričom limit As je 30 mg/kg. To potvrdzuje, že As je jedným z hlavných kontaminantov pôdy v regióne. Z modelu ďalej rezultuje, že geologický substrát v skúmanom regióne (Geológia) výskyt nadlimitnej koncentrácie As v pôde významne neovplyvňuje.

Po vylúčení premennej Geológia sa zostavil jednoduchší model logistickej regresie (tab. 4) a ten na základe F-testu možno prijať. Obidve nezávisle premenné majú vysokú hladinu významnosti a z toho vyplýva, že nadlimitný obsah As v pôde skúmaného regiónu závisí od výskytu mineralizovaných štruktúr a je významne ovplyvnený v lesných a poloprírodných areáloch, najmä v oblastiach s historickou a súčasnou ťažbou nerastných surovín.

Z hľadiska obsahu aj rozšírenia je v Spišsko-gemerskom rudohorí významným pôdnym kontaminantom aj Sb. Pri modeli logistickej regresie vstupné hodnoty závisle premennej (Sb) formou 0–1 vyjadrovali, či Sb prekračuje limit 3 mg/kg (1) alebo nie (0). Podobne ako pri As sa prijal jednoduchší model. Podľa výsledkov usudzujeme, že obsah Sb vyšší ako 3 mg/kg je funkciou využívania krajiny a výskytu mineralizovaných štruktúr.

Záver

Výsledky environmentálno-geochemického modelovania metódou logistickej regresie a ich vizualizácia (obr. 3) potvrdili, že kombinácia nezávisle premenných sa dá vhodne využiť pri poznávaní zdrojov a celkového stavu kontaminácie pôdy v Spišsko-gemerskom rudohorí. Vyšší obsah prvkov v A-horizonte pôdy je podmienený využívaním krajiny a metalogenézou regiónu a plošne sa sústreďuje do oblasti Nižná Slaná – Vlachovo, Delava – Betliar, Henclová, Rudňany, Mníšek nad Hnilcom – Gelnica a Zlatá Idka (obr. 3).

As a Sb sú hlavné polutanty a prirodzene majú vyšší obsah v oblastiach s výskytom mineralizovaných štruktúr, ktoré sú prevažne v lesných a poloprírodných areáloch. V nich sú aj lokálne antropogénne zdroje (banské diela) a antropogénne zdroje po historickej ťažbe a úprave nerastných surovín v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Aplikácia logistickej regresie je jedným z vhodných nástrojov environmentálno-geochemického modelovania na určitý spôsob analýzy a syntézy resp. na dokumentovanie vzťahov medzi prvkami prvotnej a druhotnej krajinnej štruktúry. Z výsledkov je zrejmé, že na kvalitu geochemického prostredia majú významný vplyv alebo sú ich funkciou aj iné prvky krajinnoekologického komplexu. Interakcia týchto prvkov s geochemickým prostredím a jej konkretizácia je jedným z nástrojov na ochranu prírodného prostredia, identifikáciu, zmierňovanie a elimináciu sekundárnych stresových javov v krajine.

◀ **Obr. 3.** Mapa pravdepodobnosti výskytu nadlimitných obsahov prvkov v pôde v závislosti od využívania krajiny a metalogenézy
Fig. 3. Probability map of the elements concentration above reporting limits occurrences depending on land use and metallogenesis.
Legend
Probability of soil contamination (A-horizon)
Probability greater than 0.80, that c_d equals 1, respectively greater than 1
Probability greater than 0.80, that c_d equals 1, respectively greater than 1
Probability greater than 0.80, that Sb > 3 mg/kg
Probability greater than 0.80, that c_d equals 1, respectively greater than 1 and Sb > 3 mg/kg
Probability greater than 0.80, that c_d equals 1, respectively greater than 1 and Sb > 3 mg/kg and As > 30 mg/kg
Land use
1 arable land
2 meadows and pastures
5 leafy forest
6 coniferous forest
7 mixed forest
Mineralized structures
0 without
1 Mo-W
2 Sb
3 Fe-dolomite-sulphidic
4 siderite-sulphidic
5 stratiform siderite
6 Sn greisen and magnesite
7 stratiform magnesite
8 Cu and base metal stratiform

Literatúra

Backman, B., Bodiš, D., Lahermo, P., Rapant, S., & Tarvainen, T., 1998: Application of a groundwater contamination index in Finland and Slovakia. *Environmental Geol., 36, 1–2, 55–64.*

Birke, M., & Rauch, U., 1997: Geochemical Investigation in the Berlin Metropolitan Area. *Z. angew. Geol., H1, 58–65.*

Čurlík, J. A., & Šefčík, P., 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky – Pôdy. *MŽP SR, Bratislava, 99.*

Helsel, D. R., & Hirsch, R. M., 1992. Statistical methods in water resources. *Elsevier, 522.*

Ivanička, J., & Mello, J., 2002: Geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria v mierke 1 : 50 000. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Šefčík, P., & Vojtek, R., 2001: Mapa charakteru využitia pôdneho potenciálu v regióne Spišsko-gemerské rudohorie v mierke 1 : 50 000. *Manuskript – archív VÚPOP Bratislava.*

Tesoriero, A. J., & Voss, F. D., 1997: Predicting the probability of elevated nitrate concentrations in the Puget Sound basin: Implications for aquifer susceptibility and vulnerability. *Ground Water, 35, 6, 1029–1039.*

Tréger, M., 2002. Metalogenetická mapa Spišsko-gemerského rudohoria v mierke 1 : 50 000. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Zhang, C., & Wang, L., 2001: Multi-element geochemistry of sediments from Pearl River system, China. *Applied Geochemistry, 16, 1251–1259.*

Rozhodnutie MP SR o najvyšších prípustných hodnotách škodlivých látok v pôde a o určení organizácií oprávnených zisťovať skutočné hodnoty týchto látok (č. 531/1994–540) MP SR, 1994.

Influence of the land use on soil contamination in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

Region of Spišsko-gemerské rudohorie Mts. is known in particular by concentrated mining activities in the past as well as at the present time. All stages from investigation and survey through exploitation to the preparation of different sorts of raw materials were realized here. In addition to mentioned mining activity, which follows natural conditions of the area, the agriculture as well as pasturage are developed here. The above presented activities with significant influence of natural conditions, a landuse can be considered as the main potential spot and diffusion sources of contamination for soils. Environmental-geochemical model presented in this article shows influence of landscape components (landuse, metallogenesis and geological substratum) on probability of occurrence of excess concentrations of elements in the upper soil horizons (A-horizon).

Descriptive statistics and analysis of variance (ANOVA) were applied to find out statistically significant deviations of median values of element concentration in soils. Calculated data were grouped according to the landuse. Level of soil contamination of each analysed parameter was examined following the Contamination index cd (Backman et al., 1998), which represents normalized sum of ratio between measured value and limit value ("B" category of element in soil according to Resolution MP SR No. 531/1994-540). Contamination index $c_d \geq 1$ represents excess presence of contaminant/s in soils and vice versa.

Logistic regression approach was used to predict binary response of dependent variables (presence or absence of selected main contaminants, contamination index) from explanatory variables (landuse, geological substratum and ore mineralization). Computational procedure identifies optimal configuration of explanatory variables (the best description of presence of excess contaminant concentrations in soils if the regression coefficients significantly differ from 0 on given significance level). The software package SPSS ver. 10 was used to calculate the model.

If the contamination index is more than or equal to 1 (depends on landuse), the following can be summarized:

– Influence of landuse on soil contamination in case of forest and semi natural areas is very high; probability that the contamination index is more than or equal to 1 is more than 80 % in the most sampling points.

– In the agricultural areas, the probability that the contamination index is more than or equal to 1 is less than 80 %.

– The strongest influence of landuse was found out in the areas of coniferous and mixed forests, in which the presence of ore mineralization as a natural factor of original landscape structure and in lesser extent the man-made factor (mining activity) dominates.

Dependency between the presence of contamination index with value more than or equal to 1 and areas with presence of ore mineralization is given in Fig. 2. It is obvious; the probability of soil contamination is less than 80 % in the areas with absence of ore mineralization.

Results of environmental-geochemical modelling through the logistic regression and their presentation (Fig. 3) have shown that the combination of independent variables is suitable to clarify the origin and overall contamination degree of soils in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. The highest probability of increased concentration of the main contaminants (Sb, As) in the A-horizon of soils, as a function of landuse and metallogenesis, is concentrated in the areas Nižná Slaná – Vlachovo, Delava – Betliar, Henclová, Rudňany, Mníšek nad Hnilcom – Gelnica and Zlatá Idka (Fig. 3).

The main contaminants As and Sb, naturally increased in the forested and semi natural areas, are typical in the zones with ore mineralization. In the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., the source of anomalous concentrations has also man-made origin connected with historical mining activities (exploitation and metallurgy processes in mineral deposit)

Mineralia Slovaca, 38 (2006), 43–48

Olovo a magnetická susceptibilita v aluviálnych pôdach potoka Štiavnica

ONDREJ ĎURŽA[1], PAVEL DLAPA[2] a MICHAL ĎURIŠ[2]

[1]Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Katedra pedológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 18. 2. 2005, revidovaná verzia doručená 13. 6. 2005)

Lead and magnetic susceptibility in alluvial soils of the Štiavnica brook

The highest contents of lead were found in alluvial soils close to the stream (Eutric Fluvisols) and they gradually decreased with increasing distance regardless of the increase in soil organic matter and clay fraction contents (Mollic Fluvisols and Fluvic Gleysols). This tendency clearly shows evidence of contamination contribution by the flow from the area where mining activity used to take place in the past.

The same trend was observed for the changes in magnetic susceptibility values, which highly correlates with lead contents in monitored soils. The obtained results indicate that the measurement of magnetic susceptibility in the alluvium of the Štiavnica brook can be a very perspective method for soil survey aimed to the identification and mapping of soils highly contaminated with heavy metals.

Key words: magnetic susceptibility, lead, soil contamination, alluvial soils

Úvod

Vývoj ľudskej spoločnosti je úzko spätý s technológiou získavania a spracúvania kovov, a preto sa o bronzovej a železnej dobe hovorí ako o veľmi významných etapách spoločenského napredovania. Súčasnosť možno nazvať atómovou či jadrovou dobou alebo dobou elektroniky, no presnejší by bol názov polymetalická doba, lebo jadrová energia aj elektronika sú pevne spojené s množstvom rozličných kovov a kovového odpadu.

Je prirodzené, že dobývaním, spracúvaním a čistením kovov od prímesí im človek dáva nielen novú formu, ale aj intenzívne ich rozširuje v životnom prostredí. Tieto nové koncentrácie prvkov v životnom prostredí vytvárajú pre živé organizmy nové podmienky existencie a v konečnom dôsledku spôsobujú osobitné problémy v potravinovom reťazci a potenciálne ohrozujú zdravotný stav populácie.

Aktuálnosť problematiky ťažkých kovov je aj v tom, že pre ne v princípe nie sú mechanizmy samočistenia, len sa pri pôsobení geochemických a biogeochemických procesov premiestňujú z jedného prírodného rezervoára do druhého a všade zanechávajú zreteľné neželateľné dôsledky.

Desaťročia vykonávaný monitoring životného prostredia indikuje, že pôdu a recentné sedimenty v mnohých častiach sveta, najmä v mestských a priemyselných oblastiach, obsahujú nepravidelne vysokú koncentráciu ťažkých kovov. Hoci v mnohých prípadoch nie je taká vysoká, aby vyvolávala akútne toxické problémy, ich zvýšená koncentrácia v potravinovom reťazci môže mať pri dlhšom pôsobení významné zdravotné dôsledky. Týka sa to najmä kovov, ako je Cd, Pb a Hg akumulujúcich sa v ľudskom tele (Alloway, 1990).

Tieto zistenia sú stimulom na komplexný výskum známych alebo podozrivých oblastí znečistenia a na doplnkové sledovanie geochemického správania ťažkých kovov v ovzduší, vode a v pôde a ich vplyvu na rastliny a prostredníctvom nich na ľudský organizmus, ako aj na zavádzanie nových, netradičných metód výskumu ťažkých kovov.

Takouto metódou je aj netradičné meranie magnetickej susceptibility – pôdna magnetometria, ktorú možno využívať na orientačné zisťovanie výskytu ťažkých kovov v pôde (Ďurža, 1999; Kapička et al., 2000; Boyko et al., 2004), ako aj pri štúdiu sedimentov v povrchových podmienkach (Brandau a Urbat, 2000; Milička et al., 2002) či v pedologickom výskume paleopôdy a spraše rozličného druhu (Cocuaud et al., 1998; Ďurža et al., 2004).

Ťažké kovy v pôde

Ťažké kovy vstupujú do pôdy vo forme oxidov, kremičitanov, uhličitanov, síranov a sulfidov. Odolnosť pôdy voči ich zaťaženiu závisí najmä od typu a množstva ílových minerálov, kvality a obsahu humusu a iných organických látok, oxidov a hydrátovaných oxidov Fe, Al, Mn a tiež od hodnoty pH, t. j. od pôdnej reakcie, ako aj od klimatických pomerov. Preto v rôznych pôdnych typoch a druhoch je vstup a výstup kovov rozdielny. Kovy sa najväčšmi hromadia v ťažkej pôde, kým v ľahkej, piesočnatej pôde prenikajú do nižších vrstiev a môžu prechádzať až do rezervoárov podzemnej vody.

Distribúciu kovov v pôdnych profiloch riadi pedogenéza, ktorá vplýva na rozdielnosť ich koncentrácie v pôdnych horizontoch. V pôdnom profile sa Ag, As, Cd, Cu, Hg, Pb, Sb a Zn koncentrujú predovšetkým vo vrchných

horizontoch ako výsledok vegetačnej recyklácie, atmosférickej depozície a sorpcie organickou hmotou. Prvky vyskytujúce sa vo zvýšenej koncentrácii v podpovrchových horizontoch – Al, Fe, Mg, Ni, Sc, Ti a Zr – majú tendenciu akumulovať sa s translokovanými ílovými minerálmi a seskvioxidmi (Bowen, 1979). Antropogénne kontaminovaná pôda má vyšší obsah kovov zväčša vo vrchnom horizonte, lebo pedogenéza nemala dosť času ovplyvniť ich redistribúciu v pôdnom profile (Alloway, 1990).

Z porovnania vstupu ťažkých kovov do pôdy so vstupom do vzduchu a vody je zrejmé, že pôda ich dostáva viac ako iné environmentálne médiá.

Vzduch a voda sú veľmi zmiešané a zriedené, a preto je v nich miernejšie „kovové bremeno" ako v pôde, a tak sú hlavne transportnými cestami kovov. Výsledkom je intenzívnejšia akumulácia kovov na povrchu pôdy ako v iných zložkách biosféry.

Magnetická susceptibilita pôdy

Magnetická susceptibilita pôdy rozličného typu sa začala študovať v 50. rokoch 20. stor. Pri prvom výskume sa zistilo, že magnetická susceptibilita pôdy je spätá s ferimagnetikami, ktoré sa v nej nachádzajú, ako je magnetit a maghemit, a s obsahom humusu v nej (Mullins, 1977).

Najvyššia magnetická susceptibilita sa zistila v drobných frakciách pôdy – v íle a v prachu. Kvalitatívny a kvantitatívny obsah minerálov Fe a humusu a ich spoločná transformácia pri vzniku pôdy viedli aj k vzniku istých vlastností pôdy.

Takmer v každom type pôdy sú dva silne magnetické minerály – magnetit (vrátane oxidovaných titanomagnetitov) a maghemit.

Vadjunina a Babanin (1972) konštatovali, že magnetická susceptibilita spôsobená prítomnosťou feromagnetických látok je tesne spätá s podmienkami vzniku pôdy vrátane oxidačnoredukčných. Krátkosť redukčných a dlhších oxidačných podmienok spôsobuje premenu slabomagnetických zlúčenín na silnomagnetické. Rovnaké podmienky vedú k akumulácii humínových kyselín v pôde, ktoré sa prejavujú ako katalyzátor feromagnetizácie slabomagnetických železitých zlúčenín.

Korelácia medzi magnetickou susceptibilitou a obsahom ťažkých kovov signalizuje závislosť medzi oxidmi Fe a ťažkými kovmi. Predchádzajúci výskum ukázal (Alloway a Ayres, 1993; Chan et al., 1998), že stopové kovy, ako je Pb, Cu a Zn, sa prednostne sorbujú na popolček a aerosóly z priemyselných emisií, ktoré často obsahujú významné množstvo Fe a Mn oxidov. Preto možno očakávať silnú koreláciu obsahu týchto kovov s magnetickou susceptibilitou. Koeficient korelácie medzi magnetickou susceptibilitou (κ) a obsahom ťažkých kovov je najväčší pri Pb, po ňom nasleduje Cu a Zn a najslabší je pri Cr a Ni, čo sa dá vysvetliť prostredníctvom selektivity ílových minerálov pre sorpciu kovov, ktorá zvyčajne klesá v poradí Pb > Cu > Zn > Cr.

Potreba rýchlych a lacných metód odhaľujúcich znečistenie životného prostredia časticami priemyselného pôvodu spôsobila, že vedci rozličných oblastí hľadajú netradičné techniky. Takou je aj pôdna magnetometria, metóda založená na tom, že vyššia magnetická susceptibilita pôdnych vzoriek oproti fónu môže signalizovať vyššiu koncentráciu ťažkých kovov v pôde.

Magnetická susceptibilita pôdy sa úspešne merala pri mapovaní stupňa antropogénneho znečistenia pri tepelných elektrárňach, cementárenskom a metalurgickom priemysle (napr. Strzyszcz, 1993; Kapička, 1997; Ďurža, 1999; Petrovský et al., 2000). Výskum všetkých uvedených autorov demonštroval vyššiu magnetickú susceptibilitu v humusových horizontoch pôdy v znečistených oblastiach ako v oblastiach s neznečistenou pôdou.

Z týchto poznatkov sme vychádzali pri pokuse netradične využiť meranie magnetickej susceptibility a zistiť vzťahy medzi nameranými hodnotami tejto fyzikálnej veličiny a obsahom ťažkých kovov v pôde rozličného typu. Nekonvenčný spôsob aplikácie magnetickej susceptibility sa využil pri štúdiu obsahu Pb v pôde alúvia potoka Štiavnica, kde sa predpokladá jeho akumulácia z povrchového toku.

Materiál a metódy

Terénne práce

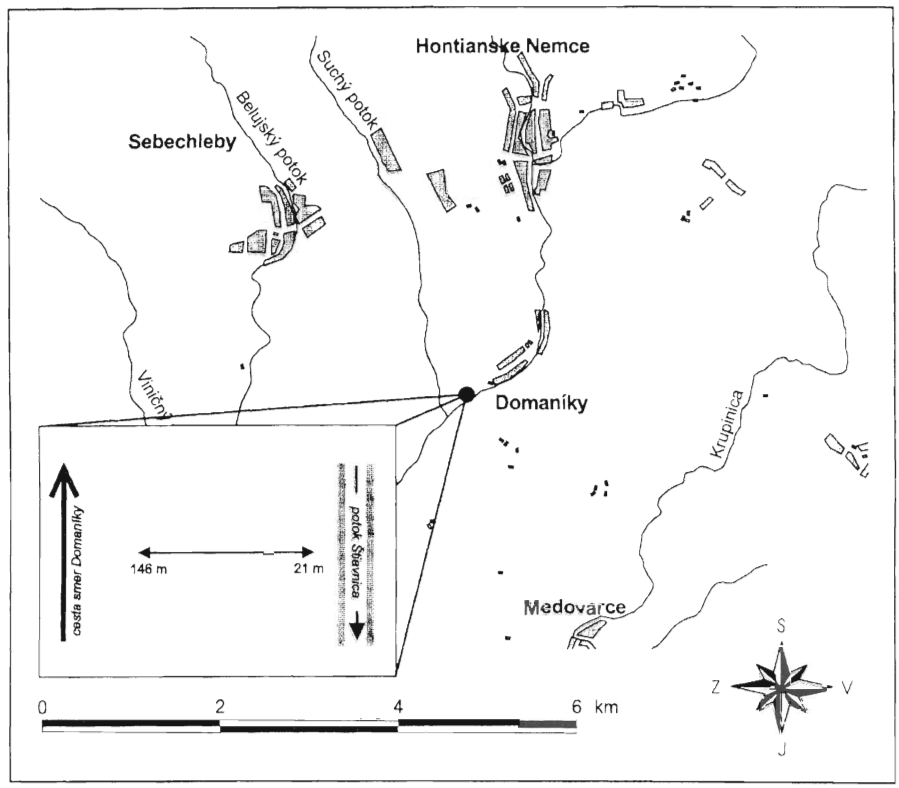
26 vzoriek s hmotnosťou približne 1 kg sa z hĺbky 0–20 cm v päťmetrových intervaloch odobralo na lokalite Domaníky (obr. 1) z humusových orničných horizontov nasledujúcich pôdnych typov: fluvizem glejová prechádzajúca v smere od Štiavnice cez čiernicu glejovú do gleja kultizemného na úseku dlhom 125 m (obr. 1). Pôda sa klasifikovala v súlade s Morfogenetickým klasifikačným systémom pôd Slovenska (MKSP, 2000).

Laboratórne metódy

Na laboratórny výskum sa vzorky pri izbovej teplote vysušili, mechanicky zbavili skeletu a organických zvyškov a rozdrvené preosiali cez 2 mm sito a takto získaná jemnozem sa použila na ďalšiu analýzu. Analýzy sa robili štandardnými metódami, aké uvádza Fiala et al. (1999). Aktívna pôdna reakcia sa stanovila potenciometricky vo vodnej suspenzii (pomer destilovanej vody k pôde bol 1 : 2,5). Výmenná pôdna reakcia sa stanovila vo výluhu 1M roztoku KCl potenciometricky (pomer KCl k pôde 1 : 2,5). Celkový obsah C_{org} sa určil oxidáciou s $K_2Cr_2O_7$ v prostredí H_2SO_4 a nadbytok $K_2Cr_2O_7$ fotometricky pri 590 nm. Zrnitostné zloženie pôdy sa zisťovalo pipetovacou metódou podľa Nováka, obsah Pb stanovený vo výluhu 2M HNO_3 metódou AAS s plameňovou atomizáciou (detekčný limit 2 mg.kg^{-1}).

Meranie magnetickej susceptibility

Miesta odberu pôdnych vzoriek boli očistené od rastlinného pokryvu (1 x 1 m) a upravené tak, aby medzi prístrojom a pôdou nebol voľný vzduchový priestor, ktorý by skreslil namerané hodnoty. Magnetická susceptibilita



Obr. 1. Poloha záujmového územia a zvolený transekt v dĺžke 125 m.

Fig. 1. Location of the studied area and selected transect with length of 125 m.

sa merala kapametrom (typu KT-5) s chybou menšou ako 5 %. Na očistenej ploche sa zmeralo 12 hodnôt (kapacita pamäti prístroja) reprezentujúcich magnetické vlastnosti pôdy do vzdialenosti 30 cm od prístroja. Metodiku merania magnetickej susceptibility pôdy opísal Ďurža (2003).

Výsledky a diskusia

Olovo v pôde alúvia potoka Štiavnica

Ako modelová bola vybraná lokalita v alúviu potoka Štiavnica na SZ od Domaník. Podľa Atlasu SSR (Mazúr a Lukniš, 1980) leží na hranici medzi Bzovickou pahorkatinou, ktorá patrí ku Krupinskej planine, a Sebechlebskou pahorkatinou, patriacou do Podunajskej pahorkatiny, a podľa Monitoringu pôd Slovenskej republiky (Linkeš et al., 1997) je to oblasť so zvýšeným obsahom Pb a Cd antropogénneho pôvodu po banskej, ťažobnej a úpravníckej činnosti.

V štúdii sa zaoberáme vplyvom Pb na magnetickú susceptibilitu pôdy, ktoré má v sledovanej pôde spomedzi ťažkých kovov najväčšie zastúpenie.

Oblasti alúvia Štiavnice, v ktorých obsah ťažkých kovov v pôde prekračuje hygienické limity, sa venovalo viac autorov (Forgáč et al., 1995; Čurlík a Forgáč, 1998; Forgáč a Streško, 1999; Bodiš a Rapant, 1999). Z ich záverov vyplýva, že vyšší obsah ťažkých kovov v alúviu v histórii dlhodobo ovplyvňovala banská činnosť, najmä intenzívna ťažba sulfidických rúd s obsahom galenitu PbS, sfaleritu ZnS, chalkopyritu $CuFeS_2$ a pyritu FeS_2. Hlušina dopravovaná šachtou František sa haldovala blízko potoka, do ktorého sa splavoval nielen haldový, ale aj odpadový materiál z flotačnej úpravne rudy. Zvetrávaním uvoľnené zložky (rozpustné formy), ako aj mechanicky rozplavené sulfidické minerály (napr. pyrit) sú potenciálnym zdrojom ťažkých kovov v tomto alúviu aj v súčasnosti.

Keďže sulfidické rudy, na ktoré bola banská činnosť v regióne zameraná, obsahovali aj galenit, možno predpokladať, že práve on je pôvodným zdrojom Pb v pôde. Najvyšší obsah Pb sa podobne ako Cd zistil v pôde území, ktoré sú pod priamym vplyvom banskej činnosti (okolie Vyhní, Hodruše-Hámrov, Banskej Štiavnice), ako aj vo fluvizemiach v alúviu potokov (Štiavnice, Hodrušského a Vyhnianskeho potoka) pretekajúcich spomenutými oblasťami. Výrazne najvyššia koncentrácia Pb sa zistila v povrchových horizontoch fluvizemí blízko uvedených potokov.

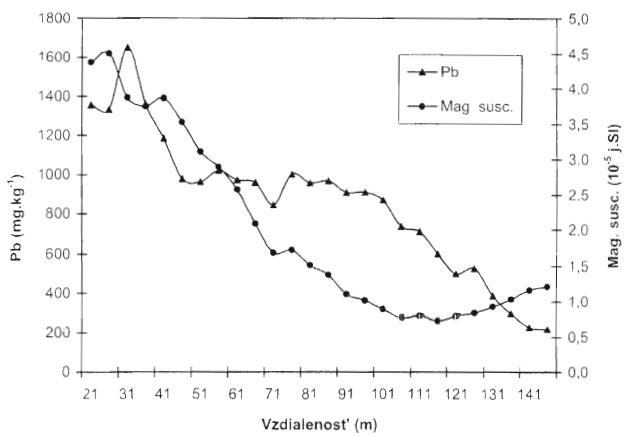
Ťažba rúd a ich spracúvanie (antropogénny zdroj kontaminácie) nemusí byť jedinou príčinou zvýšeného obsahu Pb v sledovanej pôde. Neslobodno zabudnúť ani na jeho prirodzený pôvod, ako je transport zvetranín hydrotermálne premenených vulkanických hornín (Styk, 2001).

Alúvium Štiavnice, ako aj celé Štiavnické vrchy majú vyšší obsah rizikových prvkov, ako je As, Ag, Co, Cd, Cr, Fe, Hg, Mn, Pb a Zn, ktoré sa v rozličnej miere vyskytujú v pôde, v riečnych sedimentoch a vo vode (Forgáč et al., 1995; Bodiš a Rapant, 1999; Čurlík a Šefčík, 1999). Príčinou je jednak geologická stavba územia, ktorú tvoria vulkanické horniny obohatené o tieto prvky, jednak niekoľko storočí trvajúca banská činnosť, ktorá uľahčila zvetrávanie hornín a tým uvoľňovanie rizikových prvkov. Dôsledkom je, že obsah ťažkých kovov v riečnych sedi-

Tab. 1
Celkový obsah olova a hodnoty magnetickej susceptibility v aluviálnych pôdach potoka Štiavnica pri obci Domaníky
Lead contents and magnetic susceptibility values in alluvial soils of the Štiavnica brook near Domaníky village

Číslo sondy	Vzdialenosť od toku (m)	Pôdny typ	Obsah Pb (mg.kg^{-1}) sonda	pôdny typ	Magnetická susceptibilita (10^{-5} j.SI) sonda	pôdny typ
1	21	FMa	1357		4,38	
2	26	FMa	1334		4,50	
3	31	FMa	1652		3,87	
4	36	FMa	1362		3,75	
5	41	FMa	1186	1231	3,86	3,74
6	46	FMa	977		3,53	
7	51	FMa	963		3,11	
8	56	FMa	1019		2,89	
9	61	FMaG	972		2,56	
10	66	FMaG	960	966	2,08	2,32
11	71	ČAaG	846		1,68	
12	76	ČAaG	1001		1,72	
13	81	ČAaG	958		1,51	
14	86	ČAaG	968	933	1,36	1,40
15	91	ČAaG	910		1,10	
16	96	ČAaG	912		1,02	
17	101	GLa	870		0,89	
18	106	GLa	736		0,77	
19	111	GLa	710		0,80	
20	116	GLa	601		0,73	
21	121	GLa	501		0,79	
22	126	GLa	528	463	0,84	0,92
23	131	GLa	389		0,93	
24	136	GLa	299		1,03	
25	141	GLa	229		1,16	
26	146	GLa	220		1,21	

mentoch potokov a v kale takmer vždy prekračuje koncentráciu v pôde na aluviálnych sedimentoch, pôda alúvia a riečne sedimenty Štiavnice sú kontaminované najmä As, Cd, Pb, Cu, Zn a Ag. Pb v pôde limitné hodnoty často prekročuje mnohonásobne.



Obr. 2. Zmeny obsahu Pb a magnetickej susceptibility pozdĺž experimentálneho transektu v alúviu potoka Štiavnica.

Fig. 2. Changes in lead content and magnetic susceptibility value along the experimental transect in the alluvial plain of the Štiavnica brook.

Prehľad o celkovom obsahu Pb v sledovaných pôdnych typoch je v tab. 1. Limitné hodnoty pre poľnohospodársku pôdu stanovené zákonom 220/2004 Z. z. o ochrane a využívaní poľnohospodárskej pôdy boli prekročené vo všetkých analyzovaných vzorkách. Najvyšší obsah Pb (1652 mg.kg^{-1}) sa zistil v sonde 3, vzdialenej 31 m od toku potoka, a najnižší (220 mg.kg^{-1}) v sonde 26, vzdialenej 146 m od potoka.

Z tab. 1 vidno, že maximálny obsah Pb smerom od potoka k ceste prudko klesá. Z pozorovaného trendu je zrejmé, že kontamináciu prinášal a naďalej prináša vodný tok z oblasti, v ktorej v minulosti prebiehala banská činnosť. Pb pravdepodobne prichádza v rozpustnej forme, ako aj v podobe viažucej sa na suspendované častice. Tieto častice sú prinášané v smere toku Štiavnice na veľkú vzdialenosť, a to najmä pri povodniach, keď sedimentujú kontaminované povodňové sedimenty najmä v oblasti agradačného valu, ktorý lemuje vodný tok. Z týchto sedimentov vznikajú fluvizeme, ktoré sa v súčasnosti intenzívne poľnohospodársky využívajú. Zmenu koncentrácie Pb v pôde s rastúcou vzdialenosťou od vodného toku ilustruje obr. 2.

Magnetická susceptibilita pôdy v alúviu Štiavnice

Namerané hodnoty magnetickej susceptibility pôdy v alúviu Štiavnice pri Domaníkoch sú v tab. 1. Najvyššia (4,50.10^{-5} j.SI) sa zistila v sonde 2, ktorá je 26 m od toku, a najnižšia (0,73.10^{-5} j.SI) v sonde 20, t. j. 116 m od toku. Obr. 2 dokumentuje, že s rastúcou vzdialenosťou od toku obsah Pb aj magnetická susceptibilita klesajú (r = +0,79). Nevýrazný rast magnetickej susceptibility je pozorovateľný iba v posledných sondách, vzdialených od toku 116 až 146 m, a mohlo ho spôsobiť značné podmočenie pôdy, ale jednoznačnú súvislosť medzi magnetickou susceptibilitou a mierou kontaminácie poľnohospodárskej pôdy neprekrýva. So sondami v bezprostrednej blízkosti potoka sme nepočítali, lebo tam sa pôda poľnohospodársky nevyužíva.

Z pozorovaných závislostí sa meranie magnetickej susceptibility v alúviu Štiavnice presvedčivo ukazuje ako veľmi perspektívna doplnková metóda na lacnú identifikáciu a mapovanie pôdy silno kontaminovanej ťažkými kovmi.

Zistený priemerný obsah Pb v jednotlivých pôdnych typoch (tab. 1) potvrdil, že zmenu pôdnych typov sprevádza aj zmena obsahu Pb v pôde. Najvyšší obsah sa zistil vo fluvizemiach, ktoré sú v bezprostrednej blízkosti Štiavnice, nižší vo väčšej vzdialenosti v čierniciach a najnižšie v glejoch, ktoré sú v depresii najvzdialenejšej od potoka. Zmeny v obsahu Pb v pôde sa odzrkadľujú aj v priemernej magnetickej susceptibilite jednotlivých pôdnych typov (tab. 1). Z toho vyplýva, že na základe merania magnetickej susceptibility možno vyčleniť aj jednotlivé pedogeochemické jednotky.

Záver

V sledovaných pôdnych typoch alúvia Štiavnice obsah Pb výrazne prekračuje limity pre poľnohospodársku pôdu

stanovené zákonom 220/2004 Z. z. o ochrane a využívaní poľnohospodárskej pôdy a v orničnom horizonte poľnohospodársky využívanej pôdy sa pohybuje od 220 do 1652 mg.kg^{-1}.

Najvyššiu koncentráciu Pb majú fluvizeme blízko potoka a s rastúcou vzdialenosťou obsah Pb bez ohľadu na rast obsahu organickej hmoty a ílovej frakcie v pôde klesá. Takýto trend jednoznačne svedčí o prínose kontaminácie vodným tokom z oblasti, v ktorej v minulosti prebiehala banská činnosť, a o jej nasledujúcom rozšírení povodňovými vlnami.

Rovnaký trend zmien magnetickej susceptibility a obsahu Pb v sledovanej pôde naznačuje, že meranie magnetickej susceptibility pôdy je veľmi perspektívna doplnková metóda lacnej identifikácie a mapovania pôdy silno kontaminovanej ťažkými kovmi a môže indikovať lokálne variácie v podmienkach pôdotvorného procesu.

Pôdna magnetometria je rýchla a pritom lacná metóda umožňujúca sústrediť veľké množstvo dát nevyhnutných na štatistickú a grafickú interpretáciu priestorovej distribúcie magnetických parametrov týkajúcich sa antropogénneho znečistenia pôdy ťažkými kovmi.

Poďakovanie. Práca vznikla s podporou grantovej úlohy VEGA (projekt 1/0619/03 a 1/2037/05).

Literatúra

Alloway, B. J., ed., 1990: Heavy metal in soils. *Blackie and Son Ltd., Glasgow and London, 339.*

Alloway, B. J., & Ayres, D. C., 1993: Chemical principles of environmental pollution. *Blackie Academic and Professional, London, 291*

Bodiš, D., & Rapant, S., eds., 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky. Časť VI: Riečne sedimenty *MŽP SR Bratislava, 145.*

Boyko, T., Scholger, R., Stanjek, H., & MAGPROX Team, 2004: Topsoil magnetic susceptibility mapping as a tool pollution monitoring: Repeatibility of in situ measurement. *J. appl. Geophysics, 5, 3–4, 249–259.*

Bowen, H. J. M., 1979: Environmental chemistry of the elements. *Acad. Press London Ltd., 333.*

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, vol. 2, CD Rom.

Cocuaud, F., Roussaeu, D. D., & Antoine, P., 1998: Rock magnetism as a paleoclimate proxy in the loess at nussloch, Germany. *Ann. Géophys. Part I. Suplement I to Volume 15, C 101*

Čurlík, J., & Forgáč, J., 1998: Kyslé sulfatické zvetrávanie a jeho dopad na acidifikáciu pôd (vôd) – prípadová štúdia zo Slovenska. *Ved. Práce VÚPÚ, Bratislava, 21, 103–118.*

Čurlík, J., & Šefčík, P., 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky. Časť V. Pôdy. *MŽP SR Bratislava, 99.*

Ďurža, O., 1999: Heavy metals contamination and magnetic susceptibility in soils around metallurgical plant. *Phys. Chem. Earth (A), 24, 6, 541–543.*

Ďurža, O., 2003. Využitie pôdnej magnetometrie v environmentálnej geochémii ťažkých kovov. *Acta geol. Univ. Comen., Bratislava, 58, 29–55.*

Ďurža, O., Dlapa, P., Klátiková, K., & Milička, J., 2004: Interpretation of the magnetic susceptibility record of Senec brickyard loess/paleosol sequence. *Contribution to Geophysics and Geodesy, Geophysical Institute Slovak Academy of Sciences Bratislava, 34, 4, 381–386.*

Fiala, K. (ed.), 1999: Záväzné metódy rozborov pôd. *VÚPOP Bratislava, 142.*

Forgáč, J., & Streško, V., 1999: Znečistenie pôdy v aluviálnej oblasti Štiavnického potoka. *Mineralia Slov., 31, 2, 117–130.*

Forgáč, J., Streško, V., & Škvarka, L., 1995: Výskyt toxických prvkov v oblasti Banskej Štiavnice. *Mineralia Slov., 1, 45–46.*

Chan, L. S., Yeung, C. H., Yim, W. W., & Or, O. L., 1998: Correlation between magnetic susceptibility and distribution of heavy metals in contaminated sea-floor sediments of Hong Kong Harbour. *Environmental Geology, 36, 1–2, 77–86.*

Kapička, A., 1997: Magnetic mapping of fly-ash pollution around a power plant of Počerady, Czech Republic. Annales Geophysicae, Supplement I to Volume 15, European Geophysical Society, C 103.

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.*

Linkeš, V., et al., 1997: Monitoring pôd Slovenskej republiky. Súčasný stav monitorovaných pôd. *VÚPÚ Bratislava, 128.*

Mazúr, E., & Lukniš, M., 1980: Regionálne geomorfologické členenie SSR v mierke 1 : 500 000. Atlas SSR. *Geografický ústav SAV, Bratislava, 54–55.*

Milička, J., Vass, D., & Pereszlényi, M., 2002: Organická hmota v neskoromiocénnych sedimentoch Lučeneckej kotliny, južné Slovensko. *Mineralia Slov., 2, 93–98.*

MKSP, 2000: Morfogenetický klasifikačný systém pôd Slovenska. *VÚPOP Bratislava, 76.*

Mullins, C. E., 1977: Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science: A Review. *J. Soil Science, 28, 223–246.*

Petrovský, E., Kapička, A., Jordanova, N., Knab, M., & Hoffmann, V., 2000: Low-field magnetic susceptibility: A proxy method of estimating increased pollution of different environmental systems. *Environmental Geology, Springer Verlag, 39, 3–4, 312–318.*

Strzyszcz, Z., 1993: Magnetic susceptibility of soils in the areas influenced by industrial emissions. *In: Soil Monitoring, Monte Verita, Birkhäuser Verlag Basel, 225–269.*

Styk, J., 2001. Problém ťažkých kovov (kadmium, olovo, meď, zinok) v pôdach Štiavnických vrchov a ich príjem trávnymi porastami. *VÚP a OP Bratislava, 135.*

Vadjunina, A. F., & Babanin, V. F., 1972. Magnitnaja vosprijimčivosť nekotorych počv SSSR. *In: Počvovedenije, N10, 55–66.*

Lead and magnetic susceptibility in alluvial soils of the Štiavnica brook

Surveys carried out since 1960 have indicated that soils in many parts of the world, especially in urban and industrial areas, contain anomalously high concentrations of heavy metals. A need for rapid and inexpensive methods of outlining areas, exposed to increased pollution by heavy metals of industrial origin, caused scientists in various fields to use and validate different non-traditional (or non-chemical) techniques. Among them, a soil magnetometry seems to be a suitable tool, at least in some cases. Soil magnetometry is based on the knowledge that detected higher values of magnetic susceptibility of soil samples above background indicate higher concentration of heavy metals in soil.

The soil survey together with magnetometry measurements in the environmentally stressed area along Štiavnica brook near Domaníky village gave valuable information about contamination of agricultural soils. The highest contents of lead were found in alluvial soils close to the stream (Eutric Fluvisols) and they gradually decreased with increasing

distance regardless of the increase in soil organic matter and clay fraction contents (Mollic Fluvisols and Fluvic Gleysols). This tendency clearly shows evidence of contamination contribution by the flow from the area where mining activity used to take place in the past. The same trend was observed for the changes in magnetic susceptibility values.

From the obtained results it is clear the dependence magnetic susceptibility on total lead content in soils showed strong positive correlation ($r = +0.789$). This fact indicates selectivity of used magnetometry method for indirect measurements of soil contamination.

The results of field and laboratory research showed that lead contents in soils gradually decreased with increasing distance regardless of the increase in soil organic matter and clay fraction contents. The same trend was observed for the changes in magnetic susceptibility values, which highly correlate with lead contents in monitored soils. The obtained results indicate that the measurement of magnetic susceptibility in the alluvium of the Štiavnica brook can be a very perspective method for soil survey aimed to the identification and mapping of soils highly contaminated with heavy metals.

Petrografická charakteristika a fauna skalického súvrstvia (sarmat) západného okraja Malých Karpát (Sološnica, Prievaly)

KLEMENT FORDINÁL, ADRIENA ZLINSKÁ a ZUZANA SIRÁŇOVÁ

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

(Doručené 4. 2. 2005, revidovaná verzia doručená 30. 5. 2005)

Petrographical characterization and fauna of the Skalica Formation (Sarmatian) of western margin of the Malé Karpaty Mts. (Sološnica, Prievaly)

At the western margin of the Malé Karpaty Mts. the Sarmatian sediments of the Skalica Formation were found with clastic sediments of the Karlova Ves Member at the base. The overlying sediments are fining up and terminal deposits of the formation are represented by the sandy clays in the area under study. Sediments of the Karlova Ves Member are formed by coarse-grained and medium-grained lithic greywackes, medium-grained quartz greywackes and fine-grained calcareous lithic greywackes. In sandy clays at the locality Prievaly the rich association of foraminifers and ostracodes was established. In lesser amount the bivalves were found, represented by the genus *Ervilia*. In associations of foraminifers in largest amount the genera *Elphidium* and *Bolivina* were represented. On the basis of foraminifers the pelitic sediments of the Skalica Formation were ranged stratigraphically to the Late Sarmatian. In the association also marine planktonic foraminifers *Globigerinoides trilobus* (Rss.), *Globigerina bulloides* Orb., *G. praebulloides* Blow, *G. concinna* Rss. were determined. Their presence indicates probable the short–dated connection of the Paratethys with the Mediterranean region.

Key words: Malé Karpaty Mts., Sarmatian, Skalica Formation, Karlova Ves Member, petrography, fauna

Úvod

Na západnom okraji Malých Karpát transgresívne na spodnomiocénnych, paleogénnych a mezozoických sedimentoch ležia usadeniny sarmatského veku. Na spresnenie ich stratigrafie, ako aj na ich petrografickú charakteristiku sa z povrchových lokalít v okolí Sološnice a Prieval odobrali vzorky (obr. 1). Bázu týchto sedimentov tvoria klastické usadeniny, ktoré sa smerom do nadložia zjemňujú a ich terminálna časť je už z polôh piesčitého ílu. Pre absenciu súvislejšieho odkryvu sa vzorky odobrali z viacerých menších odkryvov. Sledované sedimenty reprezentujú skalické súvrstvie (Elečko a Vass, 2001). Bazálne klastické sedimenty patria karloveským vrstvám tohto súvrstvia (Nagy et al., 1993).

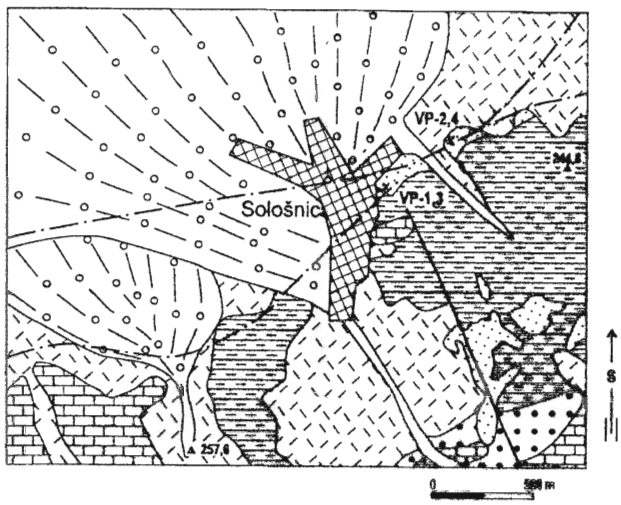
Prehľad doterajšieho výskumu

Najstaršie informácie o výskyte sarmatských sedimentov (Cerithienschichten) na západnom okraji Malých Karpát v okolí Prieval (Sandorf) a Sološnice (Breitenbrunn) sú z druhej polovice 19. stor. (Adrian a Paul, 1864; Paul, 1863). Zo začiatku 20. stor. je zmienka o výskyte sarmatských sedimentov pri Sološnici (Breitenbrunn) v práci Vettersa (1904) a ďalšie poznatky sa získali až v druhej polovice 20. stor. pri geologickom mapovaní pre generálnu mapu ČSR v mierke 1 : 200 000. Zistilo sa, že sa sedimenty sarmatského veku v tejto oblasti vyskytujú v dvoch súvislejších pruhoch, a to pri Sološnici a medzi Plaveckým Mikulášom a Prievalmi (Buday, 1957; Buday et al., 1962).

Pri Sološnici sa našiel výskyt prevažne svetlosivého drobnozrnného silne vápnitého piesku až pieskovca s tenkými polohami drobnozrnného štrku a zelenosivého vápnitého ílu. V piesku a v pieskovci sa našli zvyšky mäkkýšov. V ílových polohách sa nijaká fauna nenašla (Buday, 1957).

Pri Prievaloch sa zistil výskyt (v zárezе železnice) svetlozelenosivého a zelenavosivého slabohnedoškvrnitého vápnitého ílu, s 10–15 cm hrubými polohami bielosivého drobnozrnného až strednozrnného piesku a pieskovca s drvinou schránok. Našli sa v nich aj 5–15 cm hrubé

Obr. 1. Lokalizácia študovaných lokalít.
Fig. 1. Location of studied localities.



Obr. 2. Geologická mapka okolia Sološnice (podľa Baňackého a Sabola, 1969) s lokalizáciou odberu vzoriek na petrografické štúdium (VP1–4). *Kvartér:* 1 – sedimenty aluviálnych nív, 2 – sedimenty inundačných území, 3 – deluviálne sedimenty, 4 – sedimenty (štrk a piesčitý štrk) náplavových kužeľov *Neogén sarmat* 5 – pieskovec, piesčitý íl (skalické súvrstvie), *karpat:* polymiktný zlepenec, štrk (jablonické zlepence) *Paleogén, eocén:* 7 – zlepenec, brekcia, 8 – pieskovcovo-ílovcové súvrstvie. *Mezozoikum* 9 – vápenec, 10 – zlomy, zistené, zakryté, 11 – lokalizácia odberu vzoriek na petrografické štúdium, 12 – lokalizácia odberu vzoriek na stratigrafické štúdium.

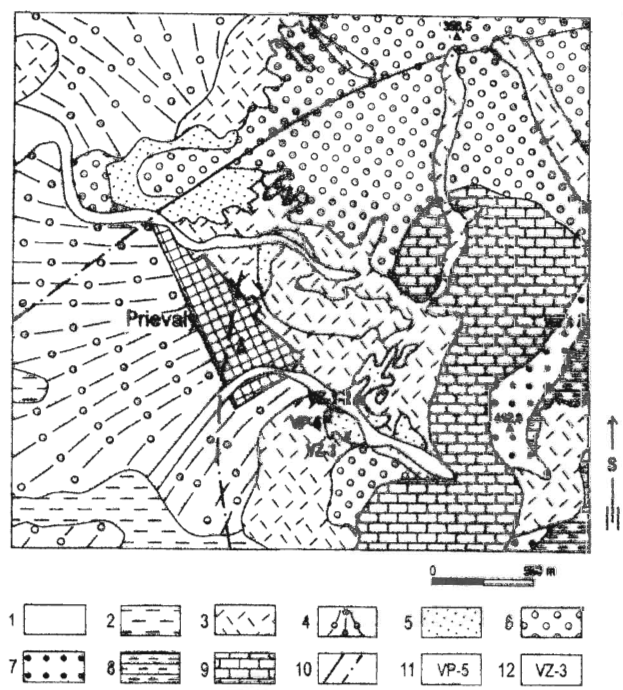
Fig. 2. Geological sketch of the area of Sološnica (according to Baňacký and Sabol, 1969) with location of sites of sampling for petrographical study (VP1-4). *Quaternary*, 1 – sediments of flood plains, 2 – sediments of inundation areas, 3 – deluvial sediments, 4 – sediments (gravels and sandy gravels) of cones. *Neogene: Sarmatian:* 5 – sandstones, sandy clays (Skalica Formation), *Karpatian:* 6 – polymict conglomerates, gravels (Jablonica Conglomerate). *Paleogene Eocene*, 7 – conglomerates, breccias, 8 – sandstone-claystone formation. *Mesozoic:* 9 – limestones, 10 – faults, observed, covered, 11 – location of sites of sampling for petrographical study, 12 – location of sites of sampling for stratigraphical study

vrstvičky žltosivého organogénneho vápenca. V polohách ílu sa našli foraminifery „*Elphidium aculeatum, E. crispum, E. haueri, Nonion granosum* a *Eponides schreibersi*", ktoré poukazujú na spodnosarmatský vek sedimentov (Cicha, 1957), ako aj výskyty svetložltosivého drobnozrnného piesku a pieskovca s polohami drobnozrnného zlepenca a svetlozelenosivého až žltosivého vápnitého ílu. Vo vrstvách piesku a pieskovca sa našli bivalviá *Cardium obsoletum, C. plicatum, Mactra* sp., *Tapes* sp., *Ervilia* sp. a gastropóda rodu *Cerithium, Hydrobia*. Okrem mäkkýšov sa v sedimentoch zistili aj foraminifery *Elphidium aculeatum, E. crispum, E. haueri, E. antoninum, Nonion granosum, N. bogdanoviczi, Ammonia beccarii* a na ich základe sa sedimenty zaradili do stredného až vrchného sarmatu (Cicha, l. c.).

V 70. rokoch 20. stor. bola zo sarmatských sedimentov na západnom okraji Malých Karpát študovaná fauna mäkkýšov (bivalvií, gastropód). V polohách piesku na J od Prieval sa zistil výskyt bivalvií *Ervilia* cf. *dissita* (Eichwald), *Cardium* sp. a gastropód *Calliostoma angulatum spirocarinatum* Papp, *Pirenella picta mitralis* (Eichwald), *Hydrobia* sp. a *Acteocina lajonkaireana* (Basterot). V polohách ílu na JZ od Plaveckého Petra sa našla bohatá fauna mäkkýšov. Identifikovali sa bivalviá *Cardium vindobonense* Laskarev, *C. politioanei suesiforme* Jekelius, *C. wiesense* Papp, *Cardium* sp., *Ervilia dissita* (Eichwald), *Irus gregarius* (Goldfuss), *Musculus sarmaticus* (Gatujev) a gastropóda *Calliostoma angulatum angulatum* (Eichwald), *C. angulatum spirocarinatum* (Papp), *C. guttenbergi* (Hilber) etc. Obidve lokality boli stratigraficky zaradené do ervíliových vrstiev (Švagrovský, 1971).

Koncom 20. stor. sa študovali podmienky sedimentácie klastických sedimentov sarmatského veku na západnom okraji Malých Karpát v okolí Sološnice, Plaveckého Mikuláša a Prieval a začlenili sa do karloveských vrstiev. Zistilo sa, že reprezentujú usadeniny litorálnej fácie prílivových plošín (Baráth, 1993; Nagy et al., 1993).

Zo sarmatských sedimentov z okolia Sološnice sa skúmali ťažké minerály. Typologické štúdium Zr z týchto sedimentov potvrdilo miešanie klastogénnych zirkónov z bratislavského granitu so zirkónmi spodnomiocénnej rezistentnej asociácie s jej typickou vysokoteplotnou populáciou. Miešanie so spodnomiocénnymi klastikami signalizovala aj prítomnosť ďalších typických minerálov pestrej rezistentnej asociácie, najmä Cr spinelu a rutilu. Výskyt klastického materiálu z bratislavského masívu v sarmatských sedimentoch pri Sološnici veľmi pravdepodobne dokumentuje transport prúdením pozdĺž pobrežia od JZ na SV (Uher a Kováč, 1993).



Obr. 3. Geologická mapka okolia Prieval (podľa Baňackého a Sabola, 1969) s lokalizáciou odberu vzoriek na stratigrafické (vzorka 1–3) a petrografické štúdium (VP-4). Legenda (pozri obr. 2).

Fig. 3. Geological sketch map of the area of the village Prievaly (according to Baňacký and Sabol, 1969) with location of sites of sampling for stratigraphical (samples 1–3) and petrographical study (VP1-4). For explanation see Fig. 2).

Petrografická charakteristika karloveských vrstiev v okolí Sološnice a Prieval

V okolí Sološnice a Prieval (obr. 2, 3) sú na povrchu klastické sedimenty sarmatského veku. V minulosti sa takéto sedimenty od Sološnice zaraďovali do bazálneho paleogénneho súvrstvia paleocénno-eocénneho veku (Maheľ a Cambel, 1972), pri štúdiu malokarpatských paleogénnych sedimentov sa preradili do neogénu – ?sarmatu (Gross et al., 1986) a neskôr sa začlenili do karloveských vrstiev sarmatského veku (Baráth, 1993; Nagy et al., 1993). Z klastických sedimentov od Sološnice a Prieval boli odobrané vzorky na petrografické štúdium.

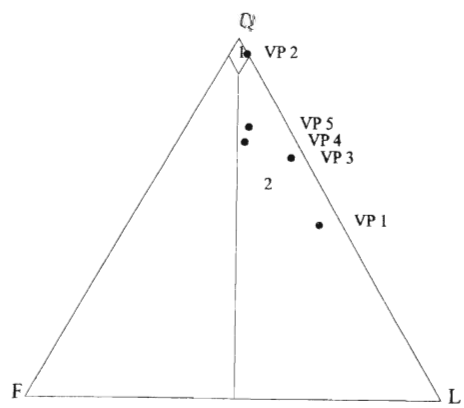
Bazálne klastické sedimenty karloveských vrstiev lokality Sološnica-pri cintoríne (obr. 2) reprezentuje hrubozrnná (VP-1) i strednozrnná litická (VP-3) droba (obr. 4) a lokality na SV od Sološnice strednozrnná kremenná (VP-2) a drobnozrnná vápnitá litická droba (VP-4, obr. 4). Klastické sedimenty odobrané na JV od Prieval (VP-5; obr. 3) zastupuje drobnozrnná litická droba (obr. 4).

V hrubozrnnej litickej drobe (VP-1, Sološnica) bola časť karbonátových zŕn dokonale opracovaná. Okrem karbonátov je v drobe zastúpený organodetritický aj kremenný pieskovec, kyslé vulkanity (kremenné porfýry) a z organických zvyškov veľké aj malé foraminifery. Veľké foraminifery reprezentujú redepozity z paleogénnych sedimentov (fototab. 1a).

V strednozrnnej kremennej drobe (VP-2, Sološnica) je základná hmota ílovito-karbonatická a organické zvyšky sú zastúpené úlomkami lastúr, koralmi a drobnými foraminiferami (fototab. 1b). V hornine sa zistil odtlačok úlomku schránky pravdepodobne patriacej druhu *Cardium latisulcum* Münster.

V strednozrnnej litickej drobe (VP-3, Sološnica) je základná hmota ílovito-karbonátová, živce, ktoré sa v nej vyskytujú, sú seritizované a organické zvyšky v nich reprezentujú veľké foraminifery (redepozity) a úlomky lastúr (fototab. 1c).

V drobnozrnnej vápnitej litickej drobe (VP-4, Sološnica) je základná hmota ílovito-karbonatická a organickými zvyškami sú malé foraminifery.



Obr. 4. QFL – diagram pieskovcov, M > 15 %. 1 – kremenná droba, 2 – litická droba.

Fig. 4. QFL – chart of sandstones M > 15 %. 1 – quartz greywacke, 2 – lithic greywacke.

Tab. 1
Petrografická charakteristika sedimentov karloveských vrstiev
Petrographic characterization of sediments of the Karlova Ves Member

Kvalitatívne zastúpenie klastov	Vzorky VP-1	VP-2	VP-3	VP-4	VP-5
Matrix	15.7	36.4	21.3	41.1	32.0
Tmel Ca	6.3		7.8	10.3	3.2
monokryštalický kremeň	12.6	26.5	24.1	20.9	24.4
polykryštalický kremeň	20.8	10.9	16.6	5.8	8.7
kremenec	2.5		3.1		2.9
silicit		7.6	9.4	3.4	5.2
plagioklas	0.9		1.9	3.1	2.9
ortoklas	1.6		0.9	2.4	2.3
mikroklín	1.6				
karbonáty	29.2		18.7	5.5	2.9
pieskovec	3.8	1.0	2.5		5.8
piesčitý ílovec					
metamorfity		1.0			
granitoidy					
kyslé vulkanity	1.6				
bázické vulkanity			2.5	1.4	
muskovit				1.0	1.7
biotit					0.9
zvyšky organizmov	3.4	10.0	4.7	3.4	4.4
oolity		6.6	5.3		1.5
zuhoľnatená rastlinná drť				1.7	1.2
Q	48.1	95.8	66.7	71.0	74.7
F	5.5	0.0	3.5	12.9	9.5
L	46.4	4.2	29.8	16.1	15.8

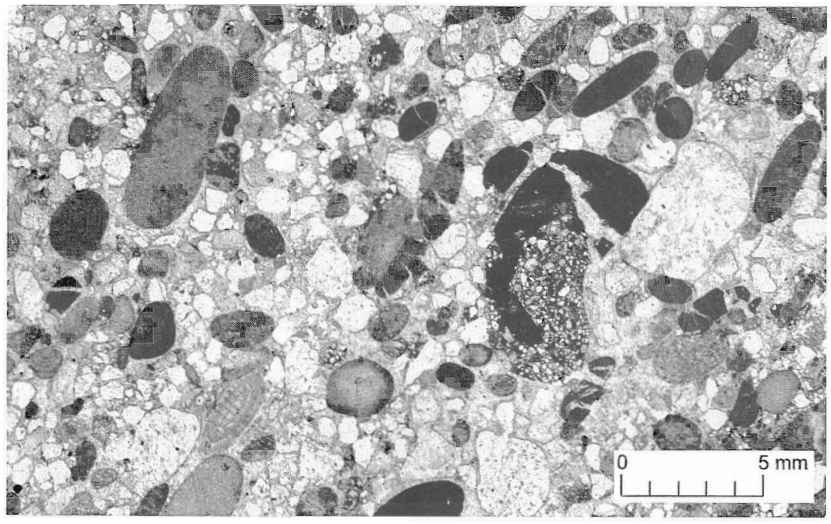
V drobnozrnnej litickej drobe (VP-5, Prievaly) sú z organických zvyškov zastúpené úlomky schránok bivalvií, veľké a malé foraminifery (fototab. 1d). V hornine sa našiel odtlačok schránky rodu *Cardium*.

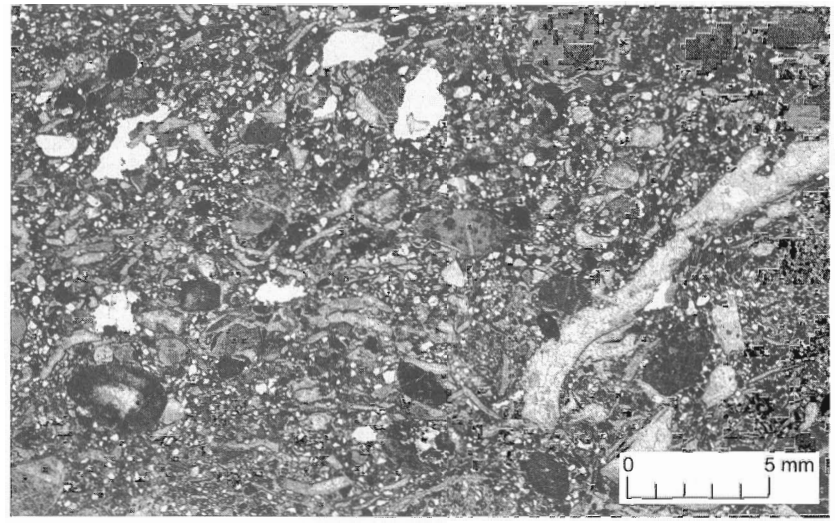
Vo všeobecnosti možno konštatovať, že pre študované pieskovcové vrstvy (väčšinou litické droby) je charakteristická výrazná prevaha litickej (L) zložky nad živcami, značný podiel základnej hmoty, výskyt organického detritu a iba sporadický sľudy (tab. 1). V geologickej stavbe zdrojovej zóny prevažovali sedimentárne formácie mezozoika a paleogénu, v menšej miere vulkanity a sedimenty mladšieho paleozoika. Z bazálnych fácií paleogénu, možno rifového charakteru, bola redeponovaná organická zložka a pravdepodobne aj časť dokonale opracovaných karbonátov. Pre vysoké zastúpenie karbonátov a základnej hmoty, ako aj štruktúrnu nezrelosť možno predpokladať, že klastický materiál prekonal relatívne krátky transport.

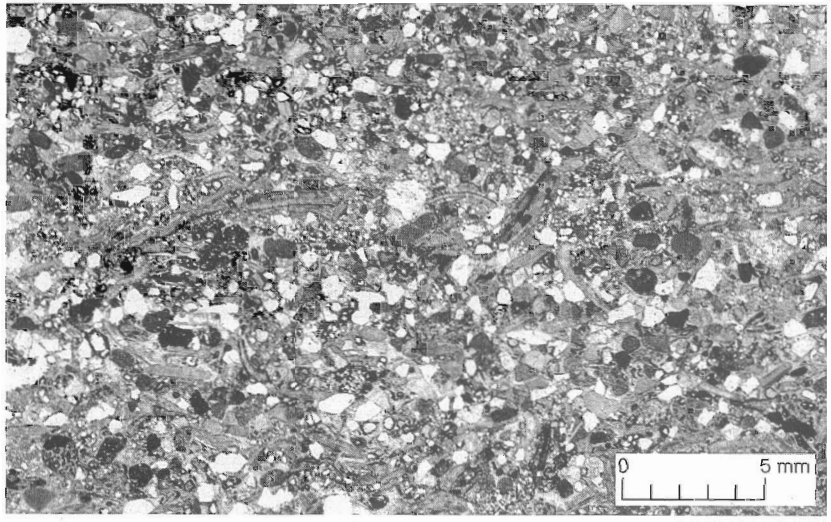
Fauna ílovitých sedimentov skalického súvrstvia

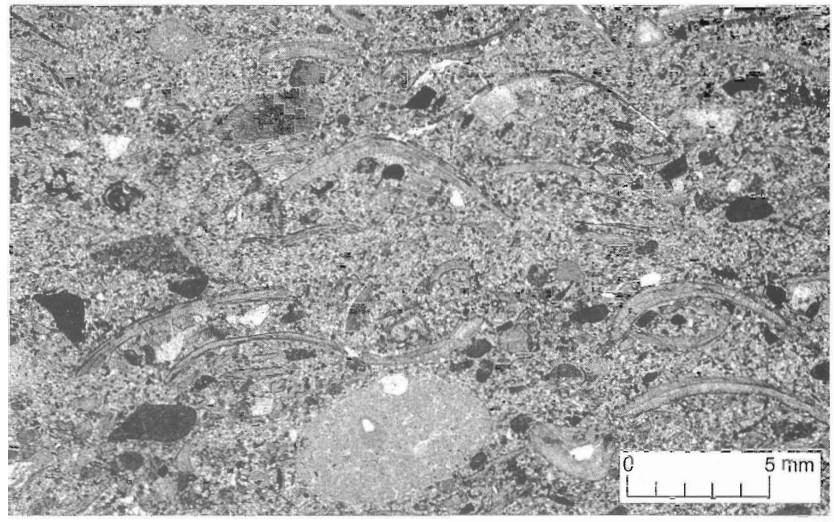
Na JV od Prieval v nadloží klastických sedimentov karloveských vrstiev sú polohy piesčitého ílu (obr. 3) a z nich sa odobrali vzorky na biostratigrafické štúdium. Vzorka 1 a 2 sú z malého profilu v zárezе cesty (obr. 3, 5) a vzorka 3 zo zárezu cesty nachádzajúcej sa na JV od prvého odkryvu (obr. 3).

V íle sa našli ojedinele sa vyskytujúce schránky bivalvií, ostrakód a bohaté spoločenstvá foraminifer (tab. 2).









Fototab. 1. Fotografie výbrusov zo sedimentov karloveských vrstiev. a – hrubozrnná litická droba (Sološnica–pri cintoríne,VP-1), b – strednozrnná kremenná droba (na SV od Sološnice, VP-2), c – strednozrnna litická droba (Sološnica-pri cintoríne, VP-3), d – drobnozrnná litická droba s prierezmi schránok bivalvií (Prievaly, VP-5).

Phototable 1. Photographs of thin sections of sediments from the Karlova Ves Member. a – medium-grained lithic greywacke (Sološnica – near the cemetary, VP-1), b – medium-grained quartz greywacke, c – medium grained lithic greywacke (Sološnica – near the cemetary, VP-3), d – fine-grained calcareous lithic greywacke (Prievaly, VP-5).

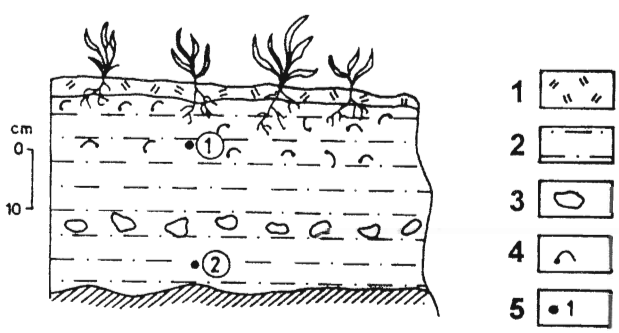
Tab. 2
Spoločenstvá foraminifer z lokality Prievaly
Assemblages of foraminifers from the locality Prievaly

Druhy	Vzorky vz. 1	vz. 2	vz. 3
Ammonia beccarii (L.)	+	+	+
Ammonia viennensis (Orb.)	+		+
Amphimorphina haueriana Neugeboren	+		
Anomalinoides dividens Luczkowska		+	
Bolivina dilatata dilatata Rss.		+	
Bolivina hebes Macfad	+		
Bolivina moldavica granensis C.-Z.	+	+	+
Bolivina pseudoplicata Heron – Allen	+		
Bolivina sarmatica Didkovkij	+	+	+
Bulimina elongata elongata Orb.			+
Bulimina schischkinskaya Samoylova	+		
Bulimina striata striata Orb.		+	
Elphidium aculeatum (Orb.)		+	
Elphidium fichtelianum (Orb.)			+
Elphidium grilli Papp	+		
Elphidium hauerinum (Orb.)	+	+	+
Elphidium aff. *josephinum* (Orb.)			+
Elphidium joukovi Serova	+		
Elphidium koberi Tollmann			+
Elphidium macellum (F.-M.)	+		+
Elphidium sp. (siamske dvojčatá)	+		
Fursenkoina acuta (Orb.)	+		
Globigerina bulloides Orb.			+
Globigerina concinna Rss.			+
Globigerina praebulloides Blow		+	+
Globigerina sp.	+	+	
Globigerinoides trilobus (Rss.)		+	
Nonion bogdanowiczi Voloshinova		+	
Nonion commune (Orb.)	+		+
Pappina breviformis (P.-T.)	+		
Plectofrondicularia digitalis (Neugeboren)	+	+	
Porosononion granosum (Orb.)		+	+
Pullenia bulloides (Orb.)		+	
Stilostomella adolphina (Orb.)		+	
Stilostomella advena (Cush.-Laim.)			+

Bivalviá sa našli iba vo vzorke 1 a reprezentovali ich drobné schránky rodu *Ervilia*.

Foraminifery boli vo všetkých troch vzorkách reprezentované spoločenstvami s dominantným zastúpením rodu *Elphidium: Elphidium hauerinum* (Orb.) (fototab. 2, obr. 4–9), *E. macellum* (F.-M.) (fototab. 2, obr. 5), *E. aculeatum* (Orb.), *E. grilli* Papp atď. Okrem rodu *Elphidium* sa v študovaných spoločenstvách vo veľkom množstve vyskytovali zástupcovia rodu *Bolivina: B. sarmatica* Didkovskij (fototab. 3, obr. 5–6), *B. moldavica granensis* C.-Z. (fototab. 3, obr. 2), *B. dilatata dilatata* Orb. (fototab. 3, obr. 7). V spoločenstvách bol zastúpený druh *Ammonia beccarii* (L.), *Bulimina striata striata* Orb., *Anomalinoides dividens* Luczkowska, *Porosononion granosum* (Orb.) (fototab. 4, obr. 4), *Globigerina praebulloides* Blow (fototab. 4, obr. 2–3) atď. Vo vzorke 1 sa zistili anomálne schránky (siamské dvojčatá) zástupcov rodu *Elphidium* (fototab. 4, obr. 6) a redeponované foraminifery zo sedimentov karpatského veku (*Pappina breviformis* (P.-T.) (fototab. 4, obr. 7).

Vo vzorke 3 sa našli ostrakóda, najviac druhu *Hemicytheria omphalodes omphalodes* (Reuss) (fototab. 5, obr. 1). V spoločenstve sa vyskytoval aj druh *Cyamocytheridea leptostigma leptostigma* (Reuss) (fototab. 5, obr. 2), *Hemicyprideis dacica dacica* (Héjjas) (fototab. 5, obr. 3) a drobné lastúrky rodu *Cytherura* (fototab. 5, obr. 4–6) a ?*Amnicythere* (fototab. 5, obr. 7–8).



Obr. 5. Odkryv v zárezе cesty na JV od Prieval. 1 – hlina, 2 – piesčitý íl, 3 – obliaky mezozoického vápenca, 4 – úlomky bivalvií, 5 – lokalizácia vzoriek.

Fig. 5. Outcrop in road cut SE of village Prievaly. 1 – loam, 2 – sandy clay, 3 – pebbles of Mesozoic limestones, 4 – fragments of bivalves, 5 – location of samples.

Stratigrafické zaradenie a diskusia

Klastické sedimenty karloveských vrstiev skalického súvrstvia podľa Nagya et al. (1993) stratigraficky najpravdepodobnejšie patria do zóny D_2 až D_3 sarmatu v zmysle Jiříčka (1972) resp. do vrchných ervíliových a mactrových vrstiev podľa Pappa (1954; obr. 6), čo zodpovedá východnoparatetydnému vrchnému volhynu.

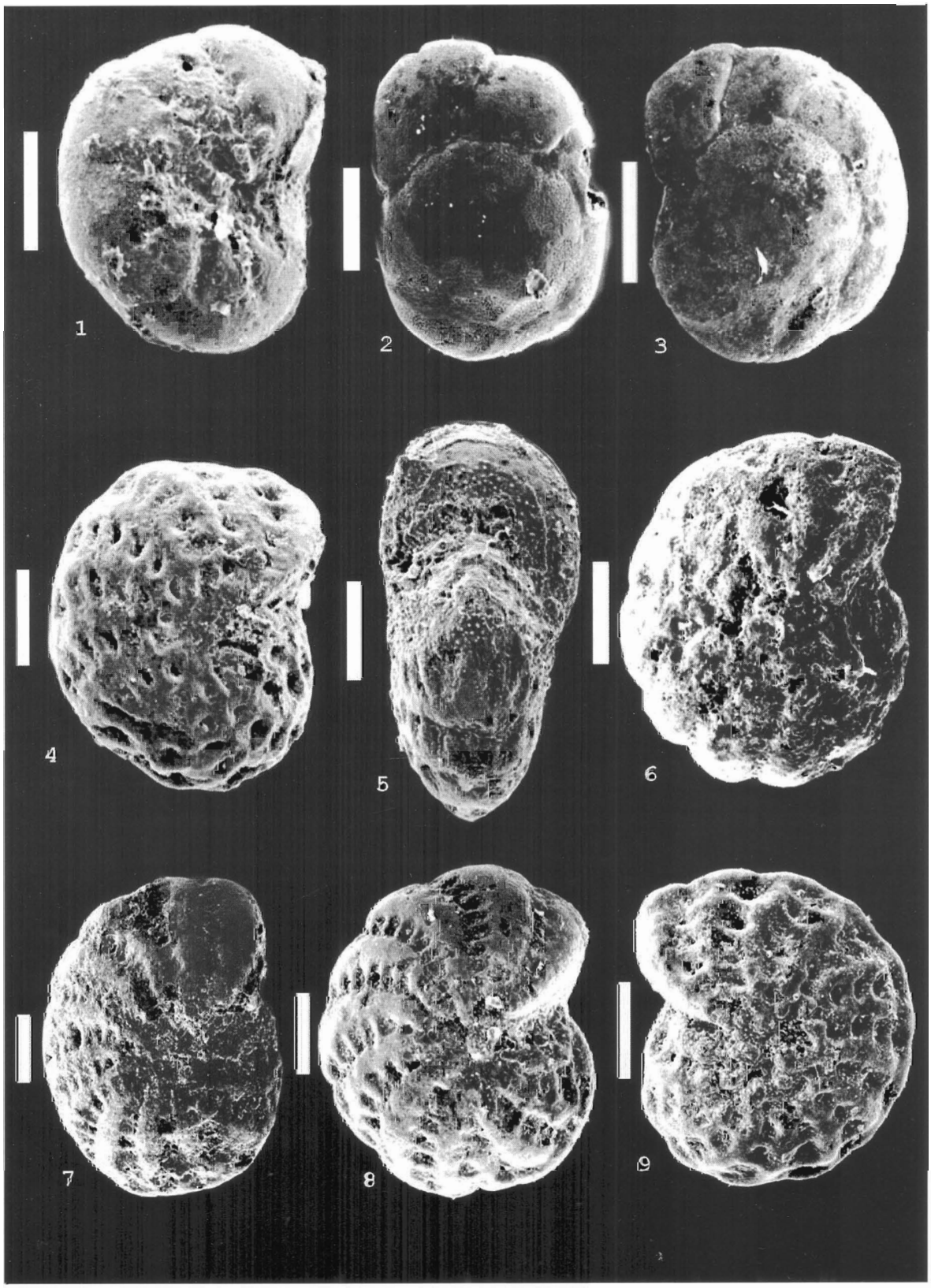
Pelitické sedimenty skalického súvrstvia sarmatského veku vyskytujúce sa na západnom okraji Malých Karpát na lokalite Prievaly na základe spoločenstiev foraminifer možno zaradiť do stredného až vrchného sarmatu, a to do zóny Elphidium hauerinum – Nonion granosum (v zmysle Grilla, 1941; obr. 6). Stratigrafický rozsah ostrakóda druhu *Cyamocytheridea leptostigma leptostigma* (Reuss) poukazuje aj na strednovrchnosarmatský vek týchto sedimentov.

V zmysle Jiříčka (1972) prítomnosť bolivín (*Bolivina sarmatica* Didkovskij, *B. moldavica granensis* C.-Z., *B. dilatata dilatata* Orb.) v spoločenstve foraminifer poukazuje na vrchný sarmat – zónu E, ktorú koreluje s besarábom (stredný sarmat s. l.) vo východnej paratetyde.

Podľa uvedeného možno konštatovať, že pelitické sedimenty skalického súvrstvia na lokalite Prievaly sú vrchnosarmatského veku.

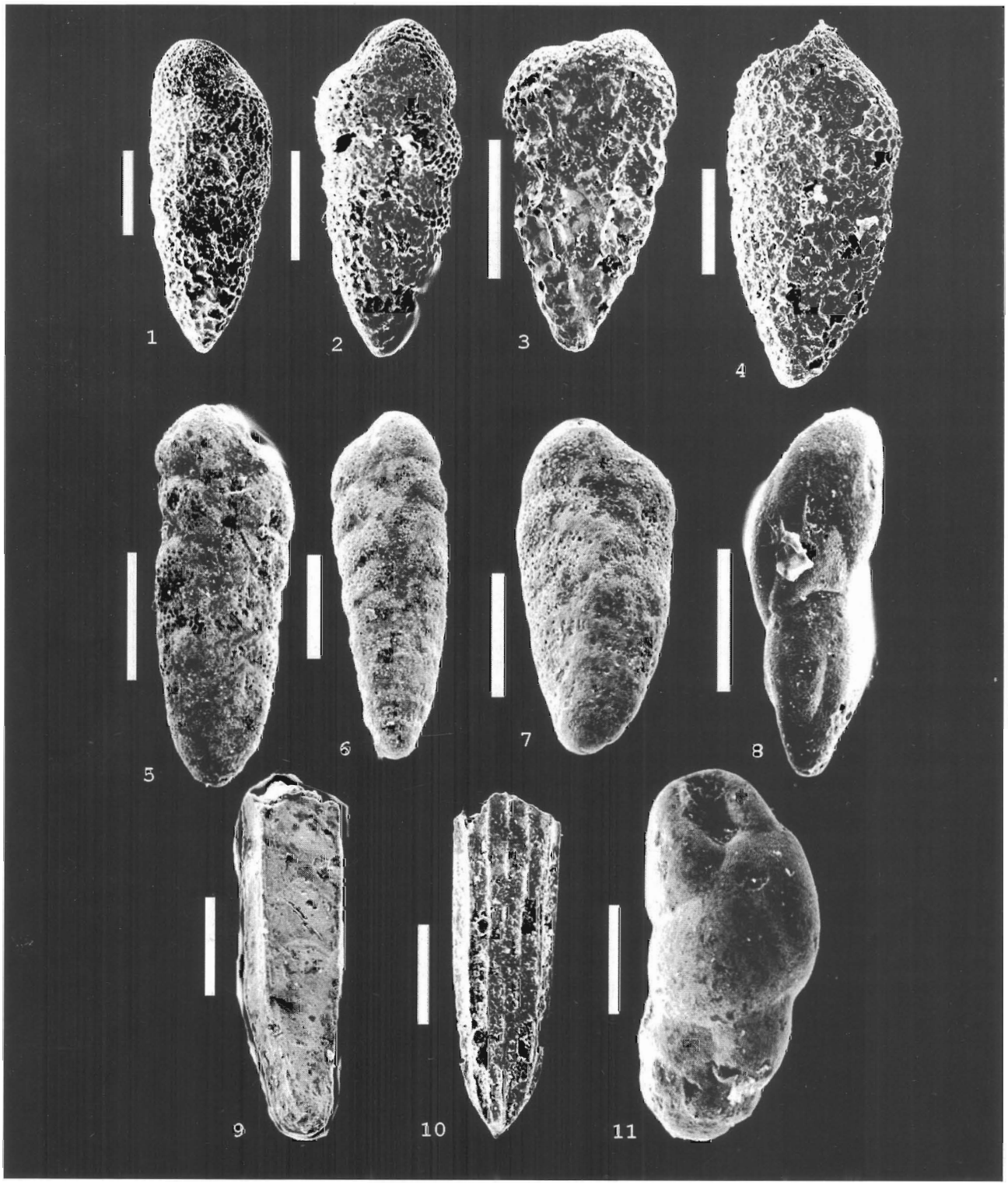
V spoločenstvách foraminifer na lokalite Prievaly sa našli morské planktonické formy *Globigerinoides trilobus* (Rss.), *Globigerina bulloides* Orb., *G. praebulloides* Blow, *G. concinna* Rss., ktoré možno považovať za redepozity zo starších morských sedimentov, ale nedá sa vylúčiť ani to, že reprezentujú autochtónnu zložku spoločenstiev, na čo poukazujú ich výskyty vo vrchnosarmatských sedimentoch v iných častiach centrálnej i východnej paratetydy.

Morské formy foraminifer sa zistili vo vrchnosarmatských sedimentoch aj v iných oblastiach viedenskej panvy.



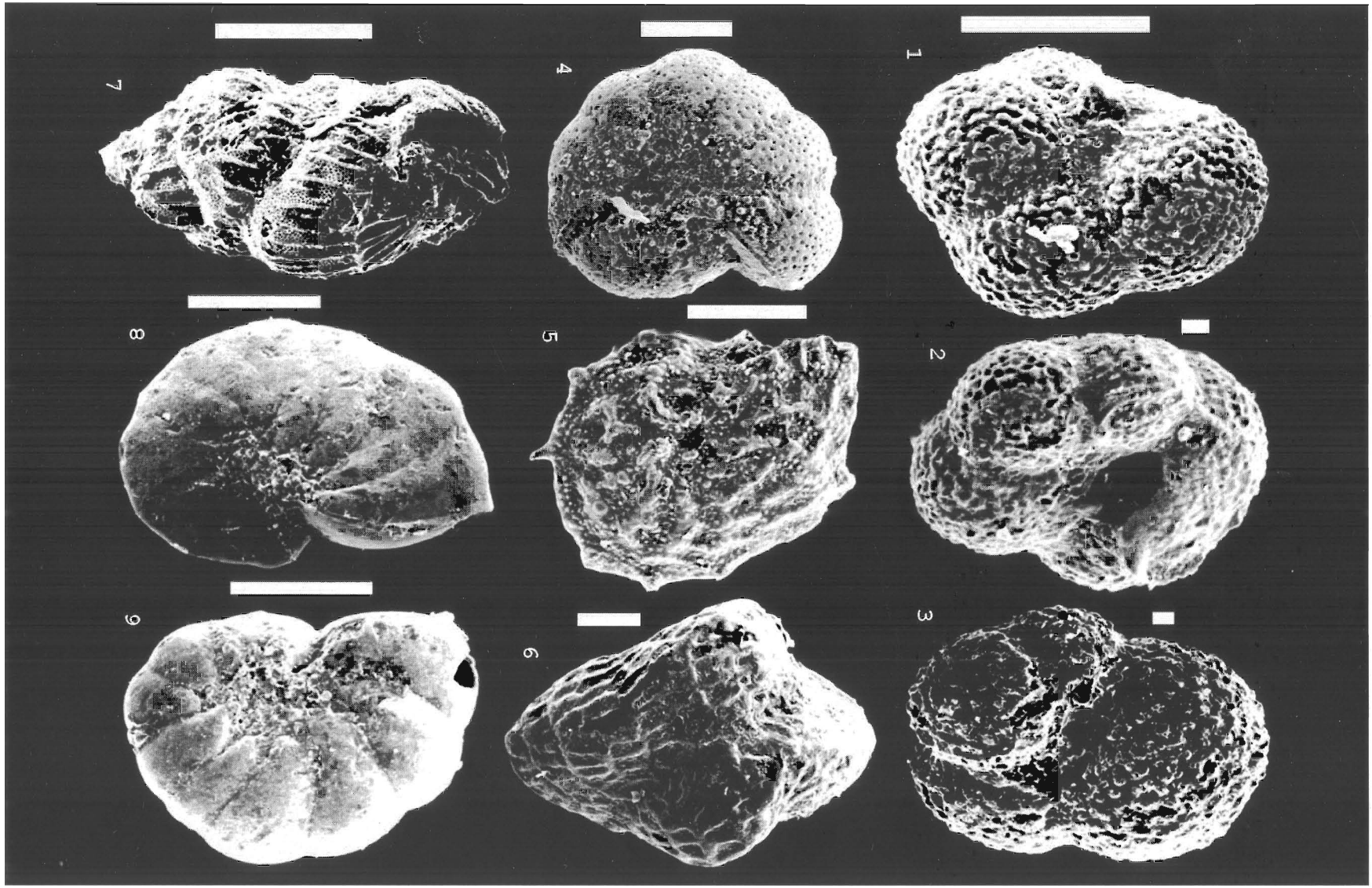
Fototab. 2. 1 – *Ammonia beccarii* (L.) Prievaly – vzorka 1. 2–3 – *Ammonia beccarii* (L.) Prievaly – vzorka 2. 4–9 – *Elphidium haue-rinum* (Orb.) Prievaly – vzorka 1

Phototable 2. 1 – *Ammonia beccarii* (L.) Prievaly – sample 1. 2–3 – *Ammonia beccarii* (L.) Prievaly – sample 2. 4–9 – *Elphidium haue-rinum* (Orb.) Prievaly – sample 1



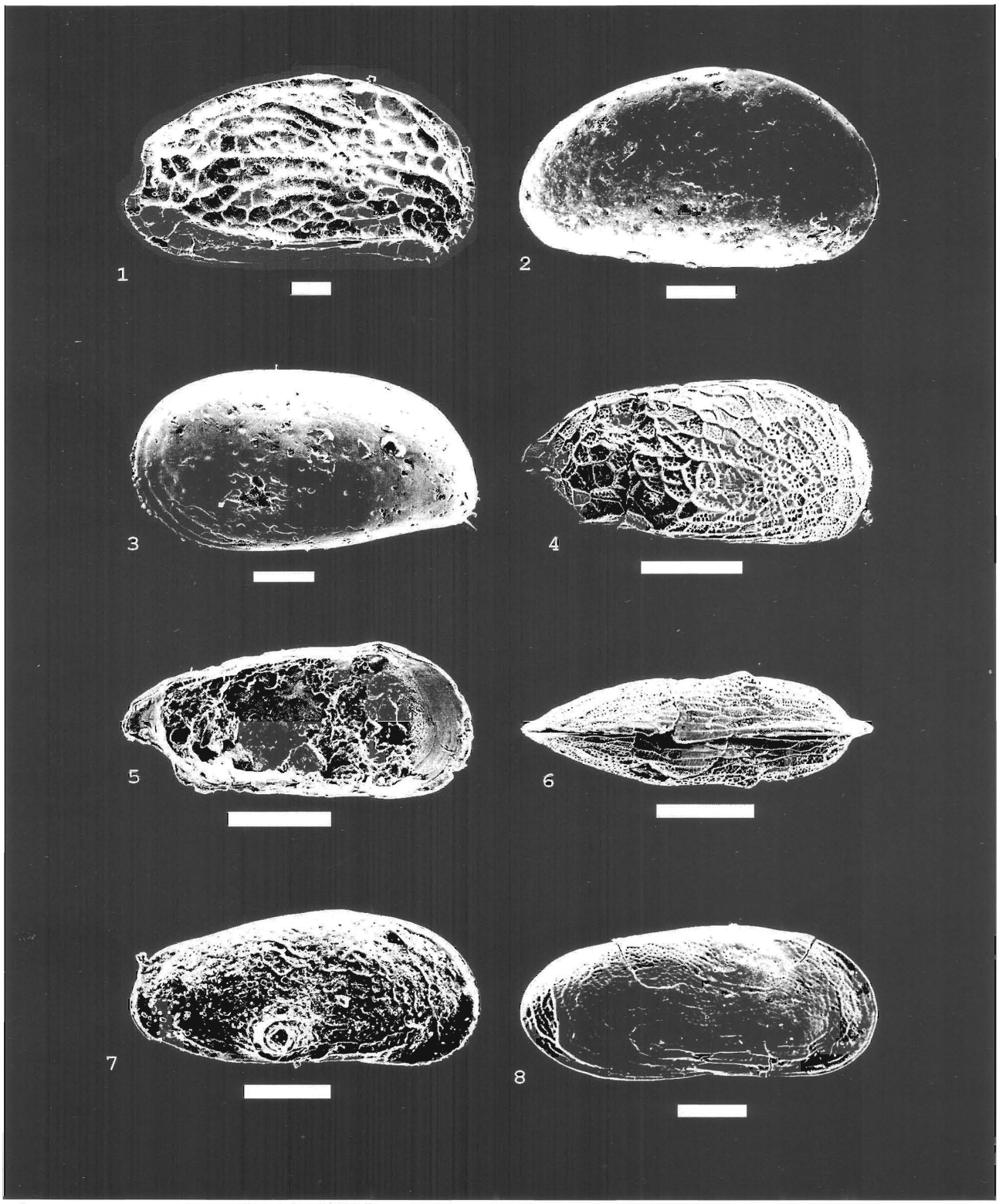
Fototab. 3. 1 – *Bolivina* cf. *moldavica granensis* C.-Z. Prievaly, 2 – *Bolivina moldavica granensis* C.-Z. Prievaly, 3 – *Bolivina pseudoplicata* Heron & Allen Prievaly, 4 – *Bolivina hebes* Macfad Prievaly, 5–6 – *Bolivina sarmatica* Didkovskij Prievaly, 7 – *Bolivina dilatata dilatata* Rss. Prievaly, 8 – *Fursenkoina acuta* (Orb.) Prievaly, 9 – *Amphimorphina haueriana* Neugeb. Prievaly, 10 – *Plectofrondicularia digitalis* (Neugeb.) Prievaly, 11 – Bulimina schischkinskaya Samoylova Prievaly. Všetky výskyty sú zo vzorky 1, okrem výskytu 7 zo vzorky 2.

Phototable 3. 1 – *Bolivina* cf. *moldavica granensis* C.-Z. Prievaly, 2 – *Bolivina moldavica granensis* C.-Z. Prievaly, 3 – *Bolivina pseudoplicata* Heron & Allen Prievaly, 4 – *Bolivina hebes* Macfad Prievaly, 5–6 – *Bolivina sarmatica* Didkovskij Prievaly, 7 – *Bolivina dilatata dilatata* Rss. Prievaly, 8 – *Fursenkoina acuta* (Orb.) Prievaly, 9 – *Amphimorphina haueriana* Neugeb. Prievaly, 10 – *Plectofrondicularia digitalis* (Neugeb.) Prievaly, 11 – Bulimina schischkinskaya Samoylova Prievaly. All occurrences are from sample 1, except occurrence 7 from sample 2.



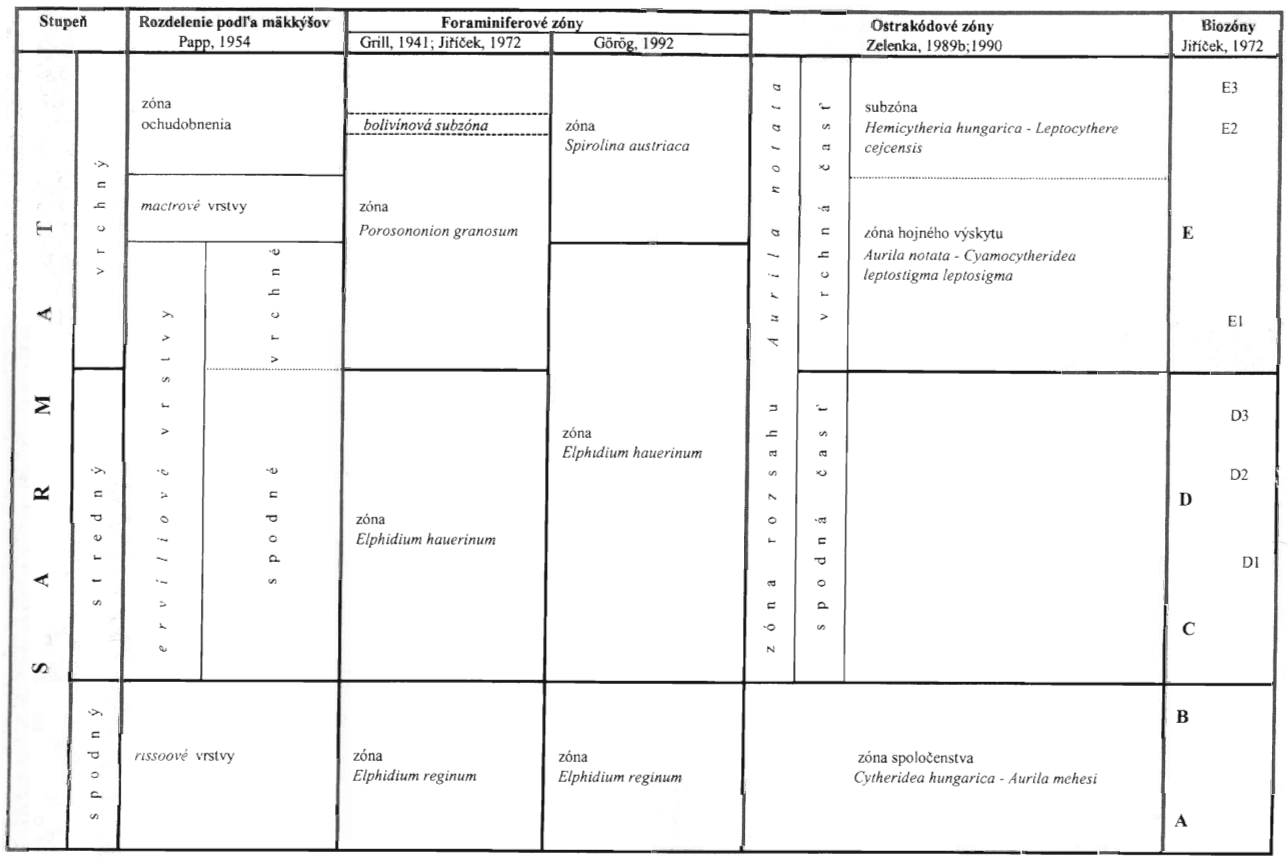
Fototab. 4. 1 – *Globigerina* sp. (cf. G. bulloides Orb.) Prievaly - vzorka 1. 2-3 - *Globigerina praebulloides* Orb. Prievaly - vzorka 2. 4 - *Porosononion granosum* (Orb.) Prievaly - vzorka 2. 5 – *Elphidium aculeatum* (Orb.) Prievaly - vzorka 2. 6 - siamské dvojča rodu *Elphidium* - vzorka 1. 7 - *Pappina breviformis* (P. L.) Prievaly - vzorka 1 (redeponovaná karpatská foraminifera). 8–9 – *Nonion commune* (Orb.) Prievaly - vzorka 1.

Phototable 4. 1 – *Globigerina* sp. (cf. G. bulloides Orb.) Prievaly - sample 1. 2-3 - *Globigerina praebulloides* Orb. Prievaly - sample 2. 4 - *Porosononion granosum* (Orb.) Prievaly - sample 2. 5 – *Elphidium aculeatum* (Orb.) Prievaly - sample 2. 6 - siamese twin of the genus *Elphidium* - sample 1. 7 - *Pappina breviformis* (P. L.) Prievaly - sample 1 (reworked Karpatian foraminifera). 8–9 – *Nonion commune* (Orb.) Prievaly - sample 1.



Fototab. 5. 1 – *Hemicytheria omphalodes omphalodes* (Reuss), 2 – *Cyamocytheridea leptostigma leptostigma* (Reuss), 3 – *Hemicyprideis dacica dacica* (Héjjas), 4–6 – *Cytherura* sp., 7–8 – ?*Amnicythere* sp. Všetky exempláre pochádzajú z lokality Prievaly zo vzorky 3. Fosílie na fototabuliach 2–5 boli nasnímané na SEM JEOL 840 (operátor I. Holický) na ŠGÚDŠ v Bratislave.

Phototable 5. 1 – *Hemicytheria omphalodes omphalodes* (Reuss), 2 – *Cyamocytheridea leptostigma leptostigma* (Reuss), 3 – *Hemicyprideis dacica dacica* (Héjjas), 4–6 – *Cytherura* sp., 7–8 – ?*Amnicythere* sp. All fossils are from the sample 3 of locality Prievaly. Fossils on the phototable 2–5 were photographed using the SEM JEOL 840 (operator I. Holický) in the Geological Survey of Slovak Republic Bratislava, scale bar 100 μm.



Obr. 6. Členenie sarmatu na základe rozličných fosílnych skupín.
Fig. 6. Division of the Sarmatian on the basis of various fossil groups.

Vo vrtoch v oblasti Hodonín – Holíč sa v zóne Porosononion granosum našli zakrpatené formy rodu *Bolivina, Buliminella, Cassidulina* a *Cibicides* (Pokorný, 1954). Morské formy (rod *Globigerina, Globigerinoides, Bulimina, Uvigerina* atď.) sa identifikovali aj v rovnovekých sedimentoch v Skalici (Fordinál a Zlinská, 1998), ako aj v strednom sarmate s. l. na území Moldavska (vo východnej paratetyde) (Bobrinskaja a Buryndina, 1981; Bobrinskaja a Kurenkova, 1986).

Zistený výskyt anomálnych schránok (siamských dvojčiat) zástupcov rodu *Elphidium* vo vzorke 1 poukazuje na zvýšenie salinity prostredia. Vznik týchto patologických schránok sa spája s existenciou hypersalinného prostredia (Boltovskoy a Wright, 1976). Obdobné anomálne schránky foraminifer sa zistili aj v sarmatských sedimentoch v panve Zsámbék v Maďarsku (Görög, 1992).

Z vrchnosarmatských sedimentov centrálnej paratetydy sú známe aj morské rody ostrakód, a to *Cnestocythere, Cytheretta, Hermanites* a *Neocytherideis* (Brestenská, 1972; Cernajsek, 1974; Fordinál a Zlinská, 1998; Zelenka, 1989a, b). Morské druhy ostrakód *Haplocytheridea seminulum* (Rss.), *Trachyleberis transylvanica* (Rss.) a *Cnestocythere truncata* (Rss.) (Buryndina, 1974) sa zistili aj v strednom sarmate s. l. vo východnej paratetyde, a to v Zakarpatsku.

Výskyt morských foriem foraminifer, ako i ostrakód vo vrchnosarmatských sedimentoch centrálnej aj v strednosarmatských s. l. východnej Paratetydy poukazuje pravdepodobne na krátkodobé spojenie Paratetydy s mediteránnou oblasťou.

Záver

Na západnom okraji Malých Karpát vystupujú na povrch sarmatské sedimenty skalického súvrstvia. Na báze súvrstvia sú klastické sedimenty karloveských vrstiev. Tvorí ich hrubozrnná a strednozrnná litická, strednozrnná kremenná a drobnozrnná vápnitá litická droba. Sedimenty sa do nadložia zjemňujú. Terminálne usadeniny skalického súvrstvia v študovanom území tvorí piesčitý íl. V ílových polohách na lokalite Prievaly sa zistilo bohaté spoločenstvo foraminifer, ostrakód a bivalvia rodu *Ervilia*. V spoločenstvách foraminifer bol v najväčšom množstve zastúpený rod *Elphidium* a *Bolivina*. Na základe foraminifer sa pelitické sedimenty skalického súvrstvia stratigraficky zaradili do vrchného sarmatu. V spoločenstve sa identifikovali aj morské planktonické foraminifery *Globigerinoides trilobus* (Rss.), *Globigerina bulloides* Orb., *G. praebulloides* Blow, *G. concinna* Rss. Ich prítomnosť poukazuje na pravdepodobné krátko trvajúce spojenie Paratetydy s mediteránnou oblasťou. O zvýšení salinity prostredia svedčí aj prítomnosť anomálnych schránok (siamských dvojčiat) zástupcov rodu *Elphidium*

(fototab. 3, obr. 6). Vznik týchto patologických schránok sa spája s existenciou hypersalinného prostredia (Boltovskoy a Wright, 1976).

Literatúra

Adrian, F. F., & Paul, K. M., 1964: Die geologischen Verhältnisse der kleinen Karpathen und der angrenzenden Landgebiete im nordwestliche Ungarn. *Jb. K-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 14, 325–366.*

Baňacký, V., & Sabol, A., 1969: Záhorská nížina. Geologické mapy 1 : 25 000. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Baráth, I., 1993: Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti spodno- a strednomiocénnych hrubých klastík v zóne alpsko-karpatského styku. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – archív GÚ SAV Bratislava.*

Bobrinskaja, O. G., & Buryndina, L. V., 1981: Sredizemnomorskije foraminifery i ostrakody v srednem sarmate centraľnoj Moldavii. *Izv. Akad. Nauk Moldav. SSR, Ser. Biol. Chem., 5, 79–80.*

Bobrinskaja, O. G., & Kurenkova, V. G., 1986: Novyje dannyje o nachodkach planktonnych foraminifer v sarmatskich otlaženijach Moldavii. *In: Paleontologo-stratigrafičeskije issledovanija mezozoja i kajnozoa meždurečja Dnestr-Prut. Kišinev, 65–74.*

Boltovskoy, E., & Wright, R., 1976: Recent foraminifera. The Hauge, 515.

Brestenská, E., 1972: Ostracoda sarmatu. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Buday, T., 1957: Zpráva o přehledném výzkumu neogenu pro generální mapu ČSR. Listy Žilina, Bratislava, Česká Třebová. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Buday, T., Cambel, B., Maheľ, M., Brestenská, E., Kamenický, J., Kullman, E., Matějka, A., Salaj, J., & Zaťko, M., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M – 33 – XXXV M – 33 – XXXVI, Wien – Bratislava. *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 5–248.*

Buryndina, L. V., 1974: Sopostavlenie sarmatskich otloženij zakarpatskogo progiba i soprodelnych territorij po ostrakodam. *Paleont. Sbor. (Lvov), 11, 76–80.*

Cernajsek, T., 1974: Die Ostracodenfauna der Sarmatischen Schichten in Österreich. *In: A. Papp, F. Marinescu & J. Seneš (eds.): Chronostratigraphie und Neostratotypen, IV. Miozän M_5 Sarmatien. Bratislava, Veda, 458–491.*

Cicha, I., 1957: Zpráva o mikrobiostratigrafických výzkumech neogénu na západním a východním úpatí Malých Karpat. *In: T. Buday (ed.): Zpráva o přehledném výzkumu neogenu pro generální mapu ČSR. Listy Žilina, Bratislava, Česká Třebová. Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Elečko, M., & Vass, D., 2001: Litostratigrafické jednotky usadenín sarmatského veku vo viedenskej panve. *Mineralia Slov., 1, 1–6.*

Fordinál, K., & Zlinská, A., 1998: Fauna vrchnej časti holíčskeho súvrstvia (sarmat) v Skalici (viedenská panva). *Mineralia Slov., 2, 137–146.*

Görög, A., 1992: Sarmatian foraminifera of Zsámbék basin, Hungary. *Ann. Univ. Sci. budapestinensis Rolando Eötvös, Sect. geol., 29, 31–153.*

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

Gross, P., Köhler, E., & Peterčáková, M., 1986: Paleogénne sedimenty Malých Karpát. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Jiříček, R., 1972. Problém hranice sarmat/panon ve Vídeňské, Podunajské a východoslovenské pánvi. *Mineralia Slov., 4, 14, 39–81.*

Maheľ, M., & Cambel, B., 1972. Geologická mapa Malých Karpát. 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Nagy, A., Baráth, I., & Ondrejičková, A., 1993: Karloveské vrstvy – marginálne sedimenty sarmatu východného okraja Viedenskej panvy. *Geol. Práce, Zpr., 97, 69–72.*

Paul, K., 1863. Geologie der Waag- und Marchebene. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., 13, Verh. K.-kön. geol. Reichsanst. (Wien), 4, 134–135.*

Pokorný, V., 1954: Základy zoologickej mikropaleontologie. *Praha, ČSAV, 651.*

Švagrovský, J., 1971: Das Sarmat der Tschechoslowakei und seine Molluskenfauna. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 20, 7–473.*

Uher, P., & Kováč, M., 1993: Asociácie ťažkých minerálov v neogénnych sekvenciách Malých Karpát – odraz paleogeografickej evolúcie znosových oblastí. *Geol. Práce, Spr., 98, 85–100.*

Vetters, H., 1904: Die nördliche Häfte der Kleinen Karpaten samt dem Weißen Gebirge. *In: H. Beck & H. Vetters (eds.): Zur Geologie der Kleinen Karpaten, eine stratigraphisch-tektonische studie. Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. Orients, 16, 1–2, 49–83.*

Zelenka, J., 1989a: Příspěvek k poznání ostrakodové fauny sarmatu vídeňské pánve. *Zpr. geol. Výsk. v Roce 1987, 137–139.*

Zelenka, J., 1989b: Ostrakódová fauna sarmatu Vídeňské a Podunajské pánve. *Manuskript – archív ČGÚ Praha.*

Zelenka, J., 1990: A review of the Sarmatian Ostracoda of the Vienna Basin. *In: Ostracoda and global events. British Micropaleont. Soc. Publ. London, Chapman and Hall, 263–270.*

Petrographical characterization and fauna of the Skalica Formation (Sarmatian) of western margin of the Malé Karpaty Mts. (Sološnica, Prievaly)

At the western margin of the Malé Karpaty Mts. the Skalica Formation transgressively overlap the Early Miocene, Paleogene and Mesozoic rocks. At the base of the formation the clastics sediments of the Karlova Ves Member were found. The sediments are fining upward. The terminal deposits of the formation are represented by sandy clays in the studied area. Sediments of the Karlova Ves Member are formed by coarse-grained and medium-grained lithic greywackes, medium-grained quartz greywackes and fine-grained calcareous lithic greywackes. In sandy clays at the locality Prievaly the rich association of foraminifers and ostracodes was established. In less amount the bivalves were found, includingby the genus *Ervilia*. In associations of foraminifers in largest amount the genera *Elphidium* and *Bolivina* was represented (Phototable 2, Figs. 4–9; Phototable 3, Figs. 1–7; Phototable 4, Figs. 5–6). On the basis of foraminifers the pelitic sediments of the Skalica Formation stratigraphically range within the Late Sarmatian. In the association also planktonic foraminifers *Globigerinoides trilobus* (Rss.), *Globigerina bulloides* Orb., *G. praebulloides* Blow, *G. concinna* Rss. were observed (Phototable 4, Figs. 1–3). Their presence indicates probable the short-dated connection of the Paratethys with the Mediterranean region. Increased salinity can be indicated by the presence of anomalous tests (siamese twin) of the specimens of the genus *Elphidium* (Phototable 3, Fig. 6). The origin of these pathological tests is put into connection with the existence of hypersaline environment (Boltovskoy and Wright, 1976).

Mineralia Slovaca, 38 (2006), 61–66

Nález mastodonta *Anancus arvernensis* CROIZET et JOBERT na lokalite Biskupová v okrese Topoľčany

ANDREJ ČERŇANSKÝ

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, madrid@post.sk

(Doručené 16. 3. 2005, revidovaná verzia doručená 23. 5. 2005)

Finding of mastodon *Anancus arvernensis* CROIZET et JOBERT at the locality Biskupová in the Topoľčany district

A mandible and several fragments of the species *Anancus arvernensis* (CROIZET et JOBERT, 1828) are described from the locality Biskupová south-west of the town Topoľčany (Slovakia). The mandible was found in the fluvial sands of Upper Pliocene. This species is known from the Pliocene and Lower Pleistocene of Europe. *Anancus arvernensis* is often found being associated with another mastodont *Mammut borsoni*

Key words: *Anancus arvernensis*, Mammalia, Proboscidae, Pliocene, Biskupová, Slovakia

Úvod

Rod *Anancus* sa prvý raz objavil vo vrchnom miocéne (v skorom ruscíne), v Afrike žil do spodného pliocénu a v Eurázii až do skorého pleistocénu (vrchného viláňa; Tobien, 1978; Shoshany a Tassy, 1996) a bol rozšírený v Európe aj v Ázii. Napriek niekoľkým tetralofodontným typom zo Severnej Ameriky sa doteraz zdá, že *Tetralophodon* (ako predok rodu *Anancus*) a *Anancus* tam cez pevninský most nikdy nemigrovali, čo potvrdil už Osborn (1936). V čase existencie rodu *Anancus* (v ruscíne až neskorom viláni) pevninské spojenie medzi Čukotským polostrovom a Aljaškou zjavne bolo (členovia niektorých skupín cicavcov cez tento pevninský most prechádzali v obidvoch smeroch; Tobien, 1978). Záver o nemigrácii rodu *Anancus* je prijateľný vzhľadom na klimatické podmienky a to, že vhodné ekologické niky už boli obsadené potomkami severoamerických „trilofodontných gomfotérií", a to rodom, ako je *Rhynchotherium, Stegomastodon, Haplomastodon* a *Cuvieronius* (Tobien, 1977).

Predkom mastodonta rodu *Anancus* je *Tetralophodon longirostris* Kaup, 1832. V tejto línii sa postupne redukovali až úplne zmizli kly v spodnej čeľusti pri koncovom druhu *A. arvernensis*. *A. arvernensis* pravdepodobne žil v otvorenejšej, menej lesnatej krajine blízko vodných zdrojov a v oblasti biotopu vlhkého močaristého prostredia s teplou humídnou klímou, ale mohol znášať aj aridnejšiu klímu (Holec, 1985).

Na Slovensku bol *Anancus arvernensis* opísaný z lokality Hajnáčka (Fejfar, 1964; Lupták, 1997), Moravský Ján (Holec, 1986), Nová Vieska (Holec, 1996), Strekov (Schmidt a Halouzka, 1970; Holec, 1996), Včeláre (Holec, 1979), Veľké Bielice (Holec, 1979) a Závada pri Nitre (Schleisinger, 1922). Často sa vyskytuje v spoločnosti zygodontného mastodonta *Mammut borsoni* Hays, 1834 (Holec, 1985).

V Biskupovej sa našla celá sánka *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert, 1828) a blízko nej aj zvyšky stehnovej kosti a fragmenty lopatky.

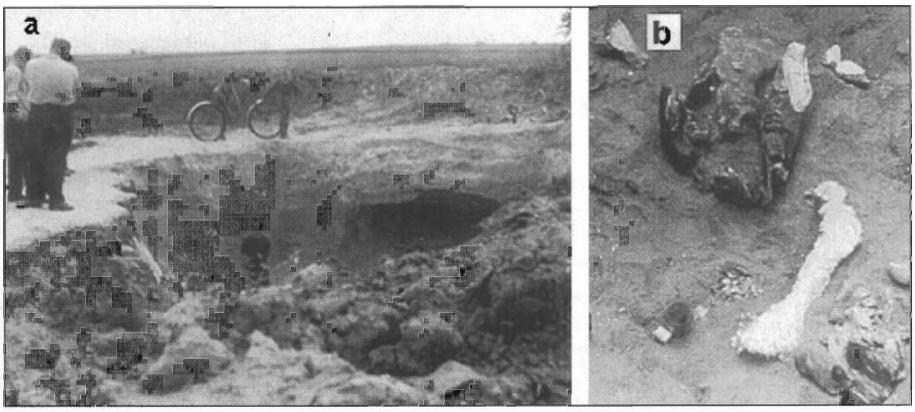
Príspevok prináša nový poznatok o distribúcii a rozšírení druhu *Anancus arvernensis* na území Slovenska a vďaka dobrému zachovaniu sánky aj pohľad na spôsob zubnej výmeny pri ňom.

Geologické pomery a nálezové okolnosti

Lokalita Biskupová (časť Staré Vinohrady – bývalé pieskovisko JRD) je na jz. okraji okresu Topoľčany. Predpokladám, že opisované zvyšky patria tomu istému jedincovi. Ak by išlo o druhotné nahromadenie z viacerých jedincov pri transporte, sánka by bola poškodenejšia a polámaná. Nálezy sú z tamojších pieskových polôh, boli objavené v roku 1962 (obr. 1), ale podrobnejšie nálezové okolnosti nie sú známe. Na kostiach postkraniálneho skeletu sú viditeľné zvyšky sedimentu. Ide o fluviálny sčasti sivý až tmavosivý, miestami slabo limonitizovaný piesok s prímesou jemného štrku. Hĺbku, z ktorej nálezy pochádzajú, podľa archívnej fotografie (obr. 1a) odhadujem na približne 3, 5–4 m. Stratigraficky lokalita pravdepodobne patrí do vrchného pliocénu (pozri diskusiu).

Metódy

Spôsoby merania sánky sú prevzaté z Berta (1988, upravené), nomenklatúra a spôsoby merania zubov zo Shoshanyho a Tassyho (1996, upravené). Fotografie sa



Obr. 1. a – lokalita Kuzmice b – nález spodnej čeľuste a zvyškov postkrania.
Fig. 1. a – Kuzmice locality, b – the find of the lower jaw and the fragments of postcranium.

urobili digitálnou kamerou Sony 101. Chýbajúce časti posteroventrálneho okraja ľavej časti vetvy sánky pracovníci múzea v minulosti nahradili a domodelovali sadrou. Meralo sa posuvným meradlom a meracím pásmom.

Systematická časť

Trieda: Mammalia LINNÉ 1758
Rad: Proboscidea ILLIGER 1811
Podrad: Elephantiformes TASSY 1988
Nadčeľaď: Elephantoidea GRAY 1821
Čeľaď: Gomphotheriidae HAY 1922
Podčeľaď: Anancinae HAY 1922
Rod: *Anancus* AYMARD 1855
Druh: *Anancus arvernensis* CROIZET et JOBERT 1828

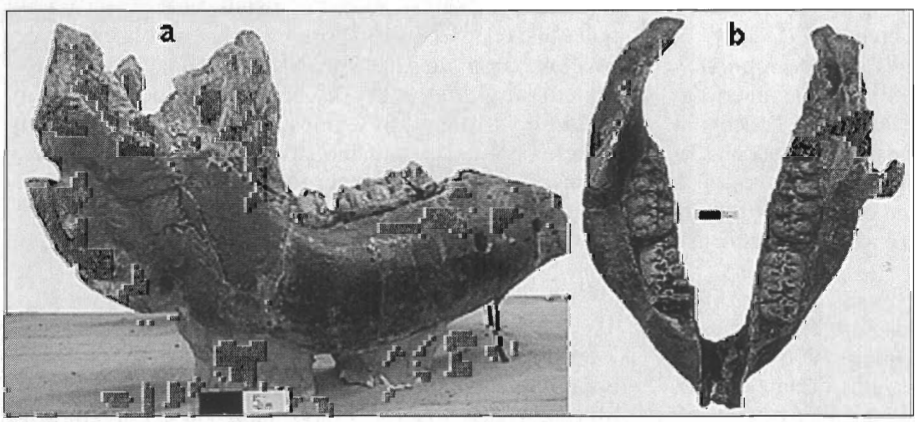
Diagnóza: bunodontný tetralofodontný dibelodontný brevirostrinný mastodont, sánka má typický kolískovitý tvar, anankoidný vzor molárov, redukcia premolárov

Synonymá druhu:
1844 *Mastodon brevirostre* (GERVAIS & DE SERRES)
1855 *Anancus macroplus* (AYMARS)
1858 *Mastodon dissimilis* (JOURDAN)
1922 *Mastodon minutoarvernensis* (KLÄHN)
1922 *Mastodon gigantarvernensis* (KLÄHN)
Poznámka: zdroj informácií o synonymách druhu Osborn (1936).

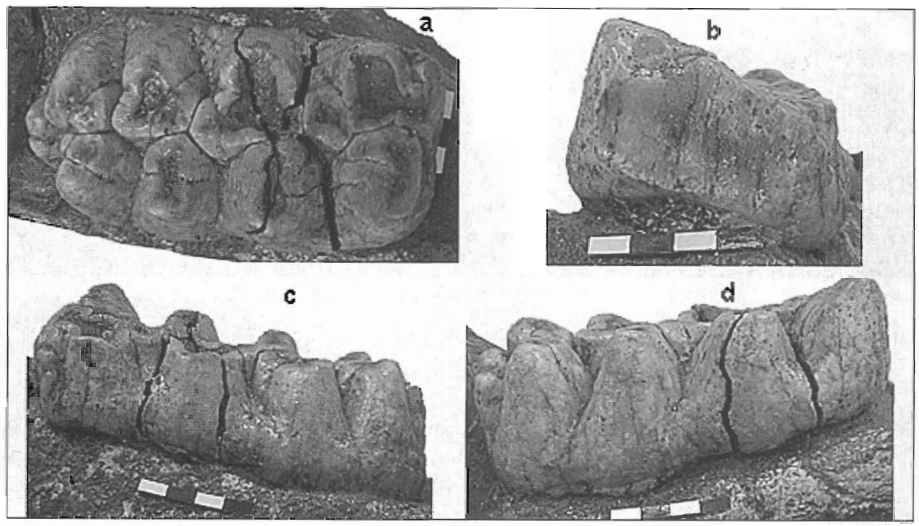
Typová lokalita: Perrier, Auvergne, Francúzsko
Lokalita: Biskupová (okres Topoľčany)
Vek: vrchný pliocén
Materiál: sánka PZv-25, zvyšky stehnovej kosti PZv-26a, 26b, fragment lopatky PZv-27a, 27c, 27d a 27e, nálezy sú uložené v zbierkach Tribečského múzea v Topoľčanoch

Opis

Mandibula: Zachovala sa celá sánka (obr. 2) s bunodontným molárom M_2 sin, M_3 sin, M_2 dext a M_3 dext. Premoláre sú redukované. Na náleze nie sú kly ani ich náznak, čo svedčí o dibelodontnom type. Sánka má kolískovitý tvar, je mohutná a veľmi pevne stavaná. Pravá strana je dlhá 87 a ľavá aj s ohnutím 91 cm. Dĺžka pravej, zachovanejšej časti je po kolmej anteroposteriórnej osi 76 cm, výška pravej aj ľavej strany pod M_3 140 mm. Mandibulárna symfýza je relatívne krátka – brevirostrinný typ – a dĺžka symfýzy 154 mm. Symfyzálny žliabok je dobre vyvinutý a v strednej časti široký 88 mm. Celkovo je sánka veľmi dobre zachovaná, sinistrálna aj dextrálna vetva (ramus mandibulae) je na svalovom výbežku (*processus coronoideus*, syn. *muscularis*), najmä v jeho dorzálnej časti, poškodená. Výška pravej vetvy je 42,5 a ľavej, menej zachovanej, 35 cm. Posteroventrálny okraj ľavej časti vetvy sánky chýba a celá vetva je značne poškodená. Vzdialenosť dorzálnej časti vetiev na posteriórnom konci je 24,5 a smerom na anteriórnu časť 48 cm.



Obr. 2. *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert, 1828): mandibula a – dextrálna časť, b – pohľad zhora. 1 dielik = 5 cm.
Fig. 2. *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert, 1828): mandible a – dextral part, b – upper view. 1 segment of scale = 5 cm.



Obr. 3. *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert, 1828). M_2 sin. a – pohľad na žuvaciu plochu, b – mesiálna plocha, c – bukálna plocha, d – lingválna plocha. 1 dielik = 1 cm.

Fig. 3. *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert, 1828). M_2 sin: a – view on dorsal part, b – mesial side, c – bucal side, d – lingval side. 1 segment of scale = 1 cm

Na vonkajšej strane tela sánky sa smerom na anteriórnu časť na každej strane zachovali 2 *foramina mentalia*. Šírka prvého (od anteriórnej strany) na pravej strane je 16, druhého 25 a ich vzájomná vzdialenosť 111 mm, šírka prvého na ľavej strane je 24, druhého 22 a ich vzájomná vzdialenosť 116 mm. *Facies contactus* molárov nie sú v styku. Vzdialenosť medzi M_2 dext a M_3 dext na bukálnej strane je 26 mm a na lingválnej 31 mm, medzi M_2 sin a M_3 sin na bukálnej strane 19 a na lingválnej 34 mm. Svedčí to o istom miernom posune zuba smerom dopredu. Dôkazom je aj čiastočne odkrytý koreň zuba M_2 dext. Jeho apikálne časti sú mierne orientované posteriórnym smerom.

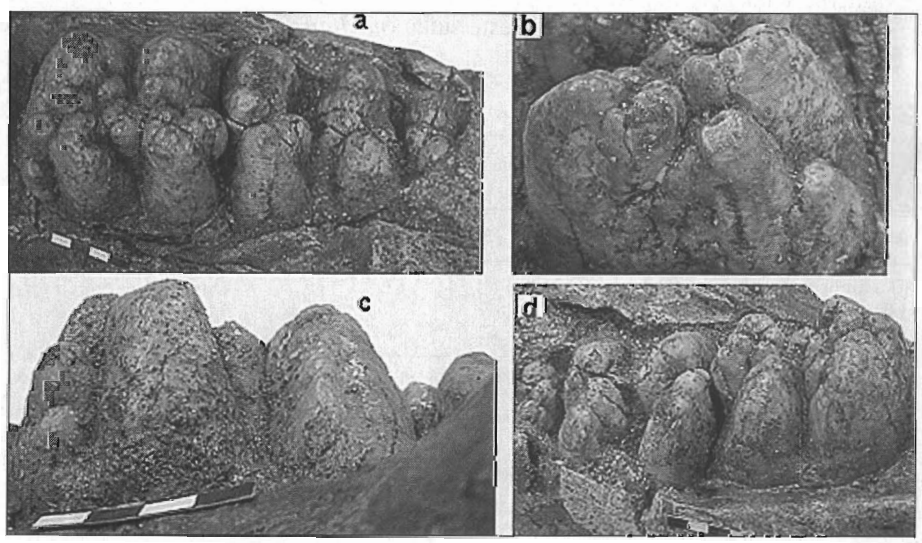
M_2 sin: Ide o charakteristický brachiodontný typ s bunodontnou morfológiou (obr. 3). Má štyri hrebene, čiže je to tetralofodontný typ. Na bukálnej strane sú vyvinuté cingulárne hrboľčeky. Hrebene sú značne obrúsené. Dentín je odkrytý, hlavné vrcholy spojené s menšími kuželíkmi a majú tvar trojlístka. Bukálne polhrebene sú abradovanejšie ako lingválne. Abrázia sa smerom k distálnemu koncu zmenšuje. Cez prvé údolie a druhý hrebeň idú pukliny od lingválnej až na bukálnu stranu. Povrch je relatívne hladký. V distálnej časti sú dva tupé hrbole, ktoré tvoria akoby malé nezreteľné poljarmo široké 42 a vysoké 41 mm. Rozmery zuba sú v tab. 1.

M_2 dext: Je zrkadlovým obrazom M_2 sin. Prvé dva hrebene sú silne poškodené a ich anteriórna časť chýba (obr. 5 a 6). Na vnútornej strane je sčasti odkrytý 2., 3. a 4. koreň jarma. Jeho apikálne konce sú orientované poste-

Tab. 1
Rozmery zuba M_2 sin v mm
The size of M_2 sin in mm

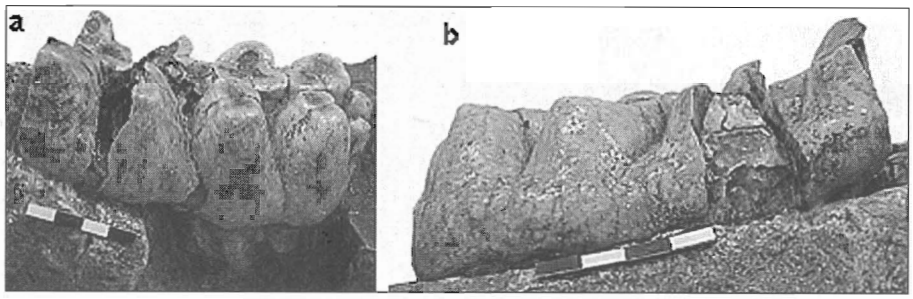
číslo hrebeňa	1	2	3	4
šírka hrebeňa	74	83	87	82
výška na bukálnej strane	33	37	43	52
výška na lingválnej strane	47	45	52	50

celková dĺžka zuba	max. šírka	hrúbka skloviny
156	87	–



Obr. 4. *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert, 1828). M_3 sin. a – pohľad na žuvaciu plochu, b – mesiálna plocha, c – bukálna plocha, d – lingválna plocha. 1 dielik = 1 cm.

Fig. 4. *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert, 1828). M_3 sin: a – view on dorsal part, b – mesial side, c – bucal side, d – lingval side. 1 segment of scale = 1 cm.



Obr. 5. *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert, 1828). M_2 dext. a – lingválna strana, b – bukálna strana. 1 dielik = 1 cm.

Fig. 5. *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert, 1828). M_2 dext: a – lingval side, b – bucal side. 1 segment of scale = 1 cm.

riórnym smerom. Na distálnom konci sú dva tupé hrbole široké 39 a vysoké 39 mm. Rozmery zuba sú v tab. 2.

M_3 sin: Molár (obr. 4) vykazuje anankoídiu, striedavé usporiadanie polhrebeňov tak, že lingválne sú posunuté viac mesiálnym smerom ako bukálne. Má odkrytých päť hrebeňov a zreteľne pokračuje ďalej do kosti. *Facies occlusalis* alebo nie je abradovaná vôbec, alebo iba

Tab. 2
Rozmery zuba M_2 dext v mm
Size of M_2 dext in mm

číslo hrebeňa	1	2	3	4
šírka hrebeňa	79	80 (?)	86	79,5
výška na bukálnej strane	31	33	38	45
výška na lingválnej strane	46	45	54	58

celková dĺžka zuba	max. šírka	hrúbka skloviny
136	86	6

je abradovaná iba veľmi jemne, čiže molár ešte nebol vo funkcii. Bukálne polhrebene sú vyššie ako lingválne. Určité náznaky abrázie sú iba v mesiálnej časti. Mierne abradovaný je parakonid, hlavne protokonid, na ktorom je zreteľná šikmo zbrúsená plôška, a veľmi málo metakonid. Kuželíky sú jasne vyvinuté, neabradované, a tak nesplývajú s hlavnými vrcholmi. Hypokonid a ani entokonid nemajú známky abrázie. Na dne údolí je viditeľná tendencia ukladať cement. 3., 4. a 5. hrebeň sú trochu poškodené puklinou v mieste sulku *(median sulcus)*. Rozmery zuba sú v tab. 3.

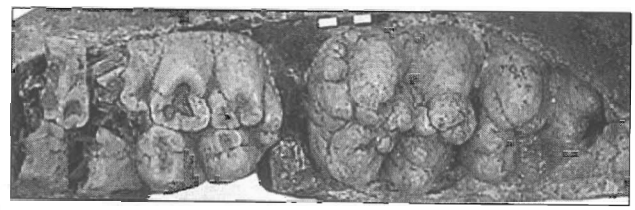
Tab. 3
Rozmery zuba M_3 sin v mm
Size of M_3 sin in mm

číslo hrebeňa	1	2	3	4	5
šírka hrebeňa	89	92	89	73	–
výška na bukálnej strane	60	55	40	35	–
výška na lingválnej strane	55	51	52	32	–

dĺžka zuba (odkr. časti)	max. šírka	hrúbka skloviny
210	92	–

Poznámka. Rozmery zadných hrebeňov sú viac-menej orientačné, lebo skutočné sa pre prekrytie kosťou na báze nedajú určiť.

Note: It is not possible to measure the size of the last yokes, because they are partly covered by bone. The values are approximate only



Obr. 6. *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert, 1828). M_2 dext a M_3 dext: pohľad na žuvaciu plochu. 1 dielik = 1 cm.

Fig. 6. *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert, 1828). M_2 dext and M_3 dext: view on dorsal part. 1 segment of scale = 1 cm.

M_3 dext: Je v podstate zrkadlovým obrazom M_3 sin. Má viditeľné štyri hrebene, 5., 6. a polhrebeň, ktorý je na distálnom konci, sú odkryté na vnútornej strane sánky (obr. 8). Kosť je na vnútornej strane poškodená a to odkrylo ešte nevyrastené časti. Zub v tejto časti smerom na distálny koniec nepokračuje priamo posteriórnym smerom, ale hrebene sa od 5., a najmä 6. a polhrebeň stáčajú posterodorzálne. Zub sa ešte nedostal úplne do funkcie. Viditeľné je aj postupné vyrastanie a posúvanie zuba od posteriórnej (distálna časť v tomto prípade ohnutá posterodorzálne) smerom na anteriórnu časť a týmto posúvaním sa zub mal postupne dostať do funkcie. Rozmery zuba sú v tab. 4.

Femur dext: Zvyšky stehnovej kosti sú hnedé až žltohnedé a značne poškodené (obr. 9). Dĺžka najväčšieho fragmentu (PZv-26a), ktorý predstavuje proximálna epifýza s čiastočným prechodom do diafýzy, je 415 mm. Kĺbová hlavica epifýzy sa nezachovala, ale v kaudálnej časti sa zachovala slabo zreteľná *fossa trochanterica*. Priemer diafýzy pred zlomenou časťou je 81 mm. Ďalším fragmentom je distálna epifýza(?) (PZv-26b). V kraniálnej časti je viditeľne zachovaná široká sezamská kĺbová plocha *(facies articularis sesamoidea)*. Jej maximálna šírka je 133 mm, ale ide iba o fragment.

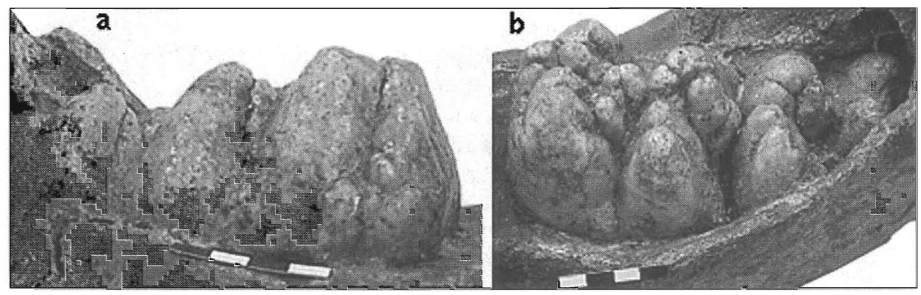
Scapula: Celá lopatka je veľmi zle zachovaná vo forme fragmentov. Na fragmente PZv-27e sa sčasti zachovala konkávna *fossa glenoidalis* (kĺbová plocha – jamka pre ramenný kĺb). Jej maximálna šírka je 99 a výška 77 mm. Fragment PZv-27c je pravdepodobne pokračovaním tejto kĺbovej plochy, ktorá je na tomto fragmente široká 36 a vysoká 63 mm. Fragment PZv-27a je vlastným telom lopatky, ale je silne poškodený. Fragment PZv-27d tvorí kaudálny okraj so stykom do kĺbového uhla, kde sa zachovala malá časť *f. glenoidalis*.

Tab. 4
Rozmery zuba M_3 dext. v mm
The size of M_3 dext in mm

číslo hrebeňa	1	2	3	4	5	6	7
šírka hrebeňa	86	95	76(?)	–	–	–	–
výška na bukálnej strane	56	51	–	–	–	–	–
výška na lingválnej strane	54	–	–	–	65	55	–

dĺžka zuba (odkr. časti)	max. šírka	hrúbka skloviny
155	95	–

Poznámka. Dĺžka v zadnej časti, ktorá tvorí vnútorné pokračovanie zuba, je 124 a celková dĺžka zuba je 279 mm.
Note: The lenght of the posterior yokes is 124, so the whole size of the tooth is 279 mm.



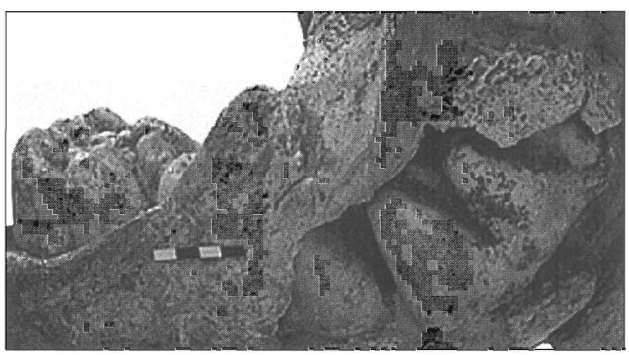
Obr. 7. *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert, 1828). M_3 dext: a – pohľad na bukálnu stranu, b – pohľad na lingválnu stranu. 1 dielik = 1 cm.

Fig. 7. *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert, 1828). M_3 dext: a – bucal side, b – lingval side. 1 segment of scale = 1 cm.

Diskusia

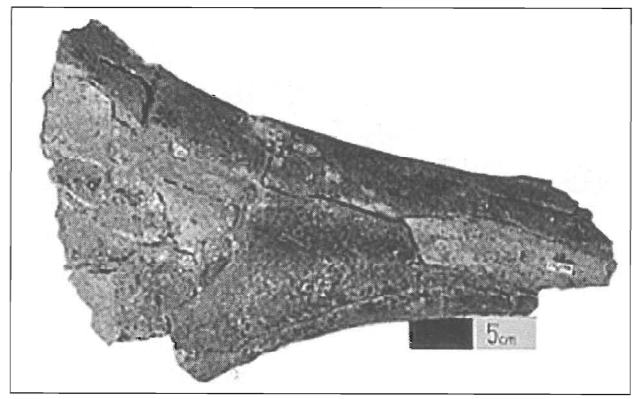
Nález sánky z Biskupovej zaraďujem do druhu *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert, 1828) na základe týchto znakov: bunodontný typ brachiodontných stoličiek, tetralofodontná úroveň M_2 a brevirostrinná sánka bez náznaku klov (dibelodontný typ). Tieto znaky ako diagnostické určil Maglio (1973) a medzi ďalšie (podľa Göhlicha, 1999) patrí kolískovitý tvar sánky, anankoidný vzor molárov a úplná redukcia premolárov. Podľa metriky a len veľmi jemného alebo nijakého obrúsenia žuvacej plochy *(facies occlusalis)* tretích molárov, ktoré sa nedostali do funkcie, považujem tohto jedinca za dospelého, ale ešte nesenilného. Podľa abrázie zubov mohol mať 20, najviac 30 rokov.

Sedimentárny súbor som podľa nálezu zaradil do neskorého pliocénu. V prospech toho svedčí striedanie polhrebeňov na M_3 biskupského nálezu. Ak sa totiž sleduje evolučný rad od rodu *Gomphotherium* cez *Tetralophodon* po rod *Anancus*, možno zistiť, že sa polhrebene postupne striedajú od mliečnych zubov po trvalé. Pri typickej forme *Tetralophodon longirostris* zo spodného panónu badať nepatrný posun polhrebeňov pri D4 a M1. Pri prechodných formách *T. longirostris* po *A. arvernensis* zo stredného a vrchného panónu sa polhrebene pri D4, M1 a M2 striedajú pravidelne, ale M3 je z tohto pohľadu nestály. Napokon pri typickej forme *A. arvernensis* z konca pliocénu je striedanie polhrebeňov úplne vyvinuté aj pri M3 (Holec, 1985) a pri M_3 v plnej miere aj na biskupskom náleze. Vyvinuli sa aj niektoré moderné progresívne znaky, ako je tendencia ukladať cement. Ďalšou charakteristickou črtou pokročilej molárovej štruktúry sú druhotné trojlístky



Obr. 8. *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert, 1828). M_3 dext: pohľad na odkryté lingválne polhrebene v zadnej časti. 1 dielik = 1 cm.

Fig. 8. *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert, 1828). M_3 dext: view on the discovered part in back part. 1 part = 1 cm.



Obr. 9. *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert, 1828), femur dext: kaudálny pohľad na proximálnu epyfýzu. 1 dielik = 5 cm.

Fig. 9. *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert, 1828), femur dext: caudal view on proximal part. 1 segment of scale = 5 cm.

(Tobien, 1973), ako aj vzrast počtu hrebeňov na M_3, i keď počet hrebeňov spodných M_3 je vždy o niečo vyšší ako horných pri tom istom taxóne (Tobien, 1973).

Dôležitosť biskupského nálezu je najmä v jeho výnimočnom zachovaní, lebo z ostatných lokalít na Slovensku sú prevažne známe iba izolované zuby. Výnimkou je napr. Hajnáčka, odkiaľ sú ojedinelé nálezy aj kostrových častí (Holec, 2004). Biskupský nález tak poskytuje ucelenejšiu predstavu o stave populácií tohto druhu na našom území. Podľa ekologických nárokov tohto druhu sa dá v sledovanej oblasti vo vrchnom pliocéne predpokladať teplá humídna klíma močaristého prostredia s blízkosťou vodného zdroja a s bohatou vegetáciou (paleoekologické nároky pozri u Holeca, 1985). Podľa charakteru a sfarbenia sedimentu môže sedimentárny súbor v Biskupovej súvisieť s blízkou lokalitou Veľké Ripňany, odkiaľ pochádza doteraz nepublikovaný nález stoličky M_2 dext zygodontného mastodonta *Mammut borsoni* Hays, 1834 vo fluviálnom slabolimonitizovanom piesku s prímesou jemného štrku. Je možné, že sedimenty obidvoch lokalít pochádzajú z rovnakej meandrujúcej paleorieky.

Záver

Nález kompletnej sánky so zubami z Biskupovej možno s istotou zaradiť do druhu *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert, 1828) a tamojšie vrstvy označiť za vrchnopliocénne.

Poďakovanie. Ďakujem Tribečskému vlastivednému múzeu v Topoľčanoch, a to predovšetkým Mgr. B. Petrášovej za ochotnú pomoc, možnosť spracovať nálezy a za poskytnutie nálezových podkladov a Bc. Máriovi Žáčikovi za sfotografovanie nálezov. Moja vďaka patrí aj doc. RNDr. P. Holecovi, CSc., a doc. RNDr. J. Klembarovi, CSc., z Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave za cenné praktické rady.

Literatúra

Berta, A., 1988: Quaternary evolution and biogeography of the large South American Canidae (Mammalia, Carnivora). *Univ. Calif. Publ. geol. Sci., Berkeley, 132, 150.*

Croizet, J. B., & Jobert, A. C. G., 1828: Recherches sur les ossemens fossiles du Département du Puy-De-Dôme. *Principaux Libraires, Paris.*

Fejfar, O., 1964: The Lower Villafranchian Vertebrates from Hajnáčka near Fiľakovo in Southern Slovakia. *Rozpr. Ústř. Úst. geol., 30, 115.*

Göhlich, U. B., 1999: Order Proboscidea. *In: G. Rössner & K. Heissig (eds.), The Miocene Land Mammals of Europe. Munich, 157–168, (Pfeil).*

Holec, P., 1979: Stavovce neogénu a bazálneho kvartéru oblasti Západných Karpát – hiparióny a mastodony [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – archív Katedra geológie a paleontológie, PFUK, 135.*

Holec, P., 1985: Finds of mastodon (Proboscidea, Mammalia) Relics in Neogene and Quaternary sediments of Slovakia (ČSSR). *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 10, 13–53.*

Holec, P., 1986: Reste von Mastodonten (Mammalia, Proboscidea) aus dem Neogen des Wiener Beckens bei Moravský Ján (Slowakei). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 41, 135–144.*

Holec, P., 1992: Výliatky zubov mastodonta druhu *Mammut borsoni* (Hays, 1834) v drevenickom travertíne pri Spišskom Podhradí. *Mineralia Slov., 24, 5–6, 467–469.*

Holec, P., 1996: A Plio-Pleistocene large mammal fauna from Strekov and Nová Vieska, south Slovakia. *Acta zool. cracov., 39, 1, 219–222.*

Holec, P., 2004: Proboscideans. *In: Sabol, M., Early Villanyian site of Hajnáčka 1 (Southern Slovakia). Gemer-Malohont Museum in Rimavská Sobota, 124–130.*

Lupták, P., 1997: Upper jaw fragment of the *Anancus arvernensis* (CROIZET & JOBERT, 1828) (Mastodontidae, Proboscidea, Mammalia) from the Villafranchian of Hajnáčka, Slovakia. *Geol. Carpath., 48, 5, 341–343.*

Maglio, V. J., 1973: Origin and evolution of the Elephantidae. *Trans. Amer. philosoph. Soc. Philadelphia, New Series, 36, 3, 149.*

Osborn, H. F., 1936: Proboscidea: A monograph of the discovery, evolution, migration and extinction of the mastodonts and elephants of the World. The American Museum Press, I: I-XI + 1-802, Abb., 680, New York, 802.

Shoshany, P., & Tassy, P. (eds)., 1996: The Proboscidea. Evolution and palaeoecology of elephants and their relatives. New York (Oxford University), 472.

Schmidt, Z., & Halouzka, R., 1970: Nová fauna vertebrát villafranchienu zo Strekova na Hronskej pahorkatine (Podunajská nížina). *Geol. Práce, Spr., 51, 173–183.*

Tobien, H., 1973a: The structure of the mastodont molar (Proboscidea, Mammalia) Part 1: The bunodont pattern. *Mainzer geowiss. Mitt., 2, 21 Abb., Mainz, 115–147.*

Tobien, H., 1978: On the evolution of mastodonts (Proboscidea, Mammalia). Part 2. The bunodont Tetralophodont Groups. *Geol. Jb. Hessen, 106, 13 Abb., Wiesbaden, 159–208.*

Tobien, H., 1977: Migrations and non-migrations of Proboscideans via Bering Strait Land Bridge in the Late Cenozoic. *J. Palaeont. Soc. India, 20, Lucknow, 237–243.*

Mineralia Slovaca, 38 (2006), 67–70

Zvyšky korytnačiek rodu *Trionyx* z miocénnych sedimentov Devínskej Kobyly pri Bratislave

PETER HOLEC

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 12. 7. 2004, revidovaná verzia doručená 20. 1. 2005)

Remnants of the turtles genus *Trionyx* sp. from Miocene sediments on Devínska Kobyla hill near Bratislava

Rests of the turtles of genus *Trionyx* were found in the Miocene deposits of localities Sandberg and Waitov lom stone quarry. The remains of the *Trionyx* sp. are widespread in North America and Europe from geological interval Middle Malm to Miocene. These turtles indicated fresh water and warm climate in Badenian time.

Key words: *Reptilia, Chelonia, Trionyx* sp., Middle Miocene-Upper Badenian, Devínska Kobyla hill, Slovakia

Úvod

V Sandbergu v oblasti Devínskej Kobyly (Devínske Karpaty) sa pri mestskej časti Bratislava-Devínska Nová Ves (obr. 1) doteraz našiel takmer kompletný karapax relatívne menšej korytnačky druhu *Trionyx rostratus* Arth. opísaný Holecom a Schlöglom (2000). Sýkora tam našiel zadnú časť karapaxu inej väčšej korytnačky rodu *Trionyx* sp. (obr. 2). Tretí nález je z Waitovho lomu, ktorý sa nachádza asi 700 m na J od Sandbergu. Úlomok rebrového štítka našiel Mészároš (obr. 3).

Podrobnejšie geologické pomery širšieho okolia Bratislavy opísal najprv Koutek a Zoubek (1936) a neskôr Buday et al. (1962). Geologickou stavbou Devínskej Kobyly sa detailnejšie zaoberal Mišík et al. (1974) a Mišík (1976). Baráth et al. (1992) na Devínskej Kobyle, ale aj inde na východnom okraji viedenskej panvy vyčlenili vrchnobádenské marginálne sedimenty – sandberské vrstvy. Do týchto vrstiev patria aj všetky fosílne zvyšky zo Sandbergu aj z Waitovho lomu. Zoznam nálezov všetkých fosílnych stavovcov z Devínskej Kobyly z literatúry aj z vlastných zberov publikoval Holec a Sabol (1996) a stručný opis paleontologických lokalít tejto oblasti s výskytom stavovcov podal Holec (2001). Zoznam stavovcov aj bezstavovcov podľa literatúry, ale aj na základe vlastného výskumu urobil Holec (1997). Podľa Gaislera (1983) korytnačky čeľade *Trionychidae* v súčasnosti žijú v sladkých vodách Afriky (šesť druhov), Ázie (päťnásť druhov) a Severnej Ameriky (štyri druhy).

Použité skratky: SNM = Slovenské národné múzeum v Bratislave, N = neurale (chrbticové štítky), P = pleurale (rebrové štítky), š = šírka, d = dĺžka, pred. = predný, zad. = zadný, med. = mediálny, lat. = laterálny

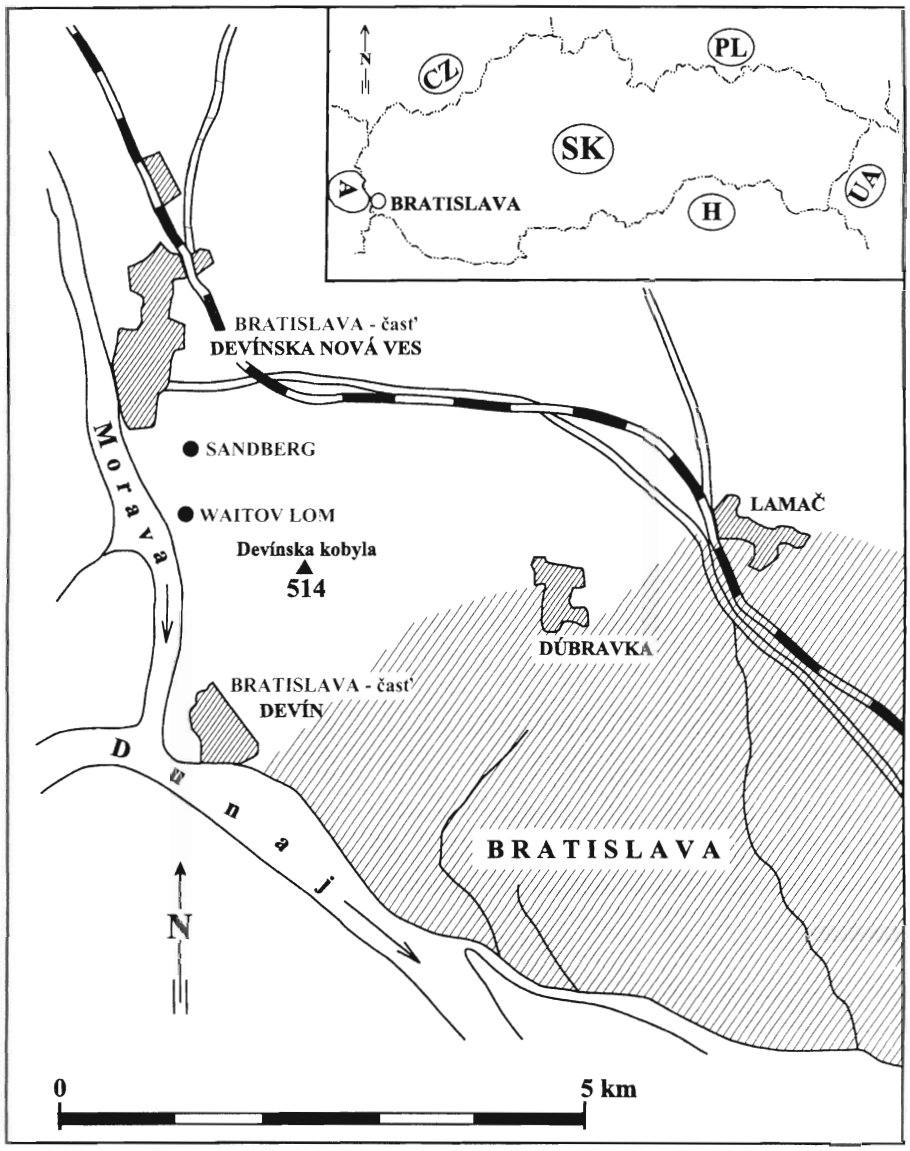
Systematická časť

Trieda: *Reptilia* Laurenti 1768
Rad: *Chelonia* Macartney 1802
Podrad: *Cryptodira* Cope 1870
Čeľaď: *Trionychidae* Bell 1828
Rod: *Trionyx* Geoffroy 1809
Druh: *Trionyx* sp.

Diagnóza: V pancieri rodu *Trionyx* chýba rohovinová a čiastočne je redukovaná aj kostená časť. Karapax a plastrón nie sú pevne spojené a sú prekryté kožou. Karapax je plocho klenutý, jeho dorzálna plocha výrazne skulptúrovaná a tvoria ju hrboľčeky, kanáliky a jamky. Periferáliá nie sú s rebrami spojené, ale rudimentárne alebo chýbajú. Nohy sú rozšírené do tvaru plutiev a so zachovanými troma prstami s pazúrikmi. Rod *Trionyx* sa objavil vo vrchnej jure (stredný malm) a prežil až do recentu (Müller, 1968).

Lokalita: Sandberg, sandberské vrstvy, stredný miocén, vrchný báden.

Materiál: Zachovalo sa iba torzo zadnej časti plochého panciera korytnačky, z chrbticových štítkov N6 a N7, z rebrových P6 sin., P6 dext., ale iba fragment bližšie k mediálnej časti, P7 sin. s vyštiepenou časťou na laterálnom okraji, P7 dext. – torzo pri mediálnom okraji a takmer celý P8 dext. et sin. Dĺžka celého fragmentu je 115,4 mm a šírka meraná od laterálneho okraja P6 sin. po zlomený okraj P6 dext. 197,0. Hrúbka panciera



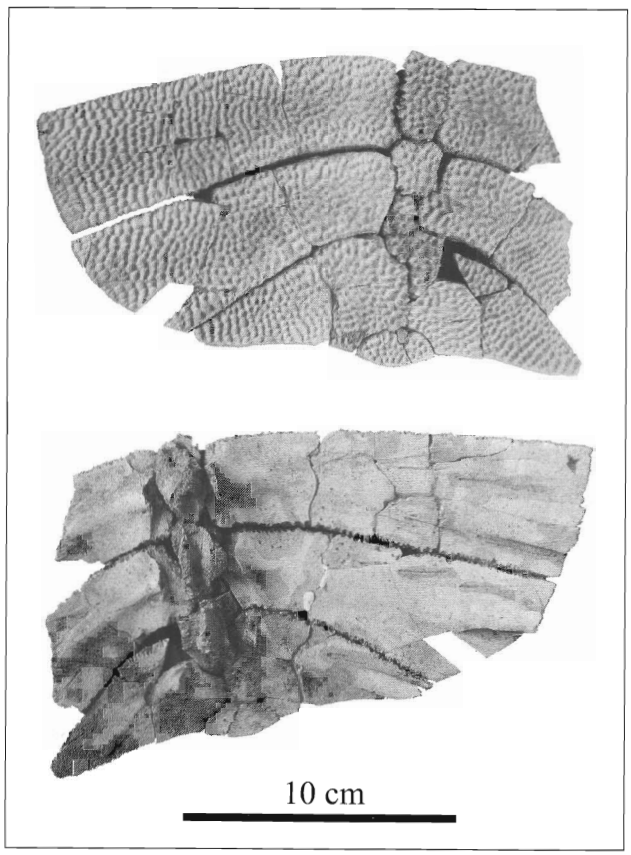
Obr. 1. Schematická mapka Slovenska s vyznačením oblasti Devínskej Novej Vsi s lokalitou Sandberg a Waitov lom

Fig. 1. Sketch map of Slovakia depicting the area of Devínska Kobyla hill with locality Sandberg and Waitov lom stone quarry

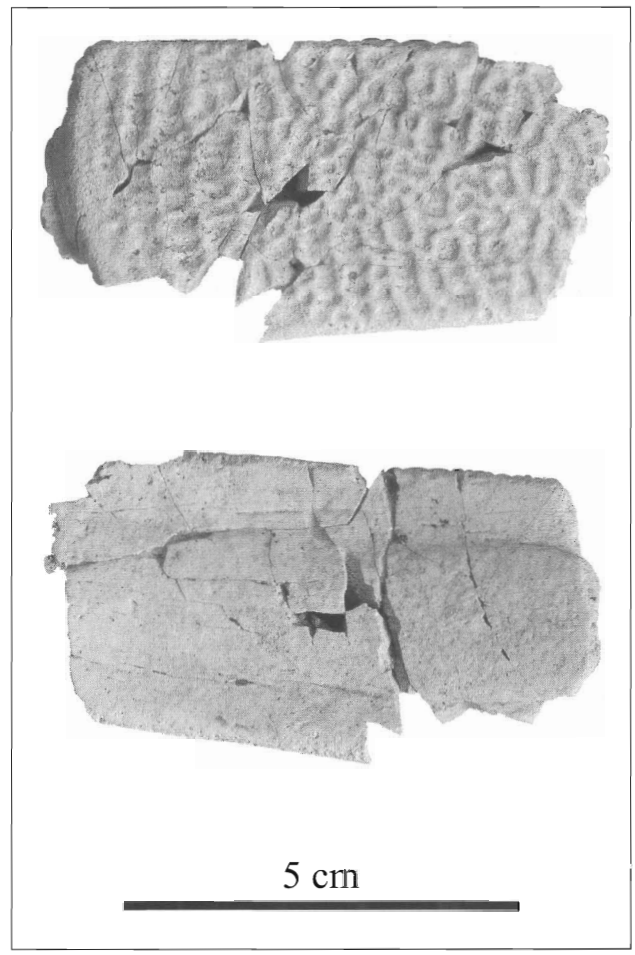
meraná na rozličných miestach je od 5,9 do 8,4 mm. Odhadnutá dĺžka celého panciera je približne 365,5 mm. Materiál je uložený v SNM pod Z 26507 (obr. 2).

Skulptúru na chrbtovej strane tvoria početné nepravidelné jamky oddelené zaoblenými valmi. Ventrálna plocha kostených štítkov je hladká. Smerom k laterálnemu okraju sa zreteľne črtá silueta rebra.

Opis: Chrbtová plocha N6 má obdĺžnikový tvar. Najširšia je v prednej časti, kým zadný okraj sa mierne zužuje. N7 má predný okraj širší ako N6, srdcovite rozšírený a smerom dozadu sa zužuje. P6 sin. je mohutný, mierne klenutý a stáča sa kaudálne. Mediálny okraj sa sutúrou spája s N6, zadným koncom sa opiera o rozšírenú časť N7 a laterálnym smerom sa rozširuje. Z P6 dext. sa zachovalo len torzo pripájajúce sa k N6 a aj jeho mediálny okraj sa opiera o rozšírenú časť N7. Základ voľného rebra P6 sin. je posunutý od stredu laterálneho okraja trocha kaudálne. Zadná časť laterálneho okraja má o niečo strmšie kaudálne sa zvažujúci priebeh ako predná časť. Na laterálnom okraji P6 sin. je voľné rebro odlomené. Podobne je to aj pri P7 sin., ale to sa rozširuje oveľa viac. Vidno aj intenzívnejšie prehnutie celého štítka laterálnym a kaudálnym smerom. Mediálnym okrajom sa pripája k P7, no iba jeho prednou polovicou. Od kaudálneho okraja N7 sa smerom dozadu trocha kľukato tiahne sutúra spájajúca zadné časti rebrových štítkov P7 dext. et sin. a mediálne okraje štítkov P8 dext. et sin. Na laterálnom okraji P7 sin. vidno výbežok voľnej časti rebrového štítka posunutý mierne kraniálne. Laterálny okraj sa prudko stáča smerom k mediálnej osi a zúčastňuje sa na stavbe zadného okraja. Z P7 dext. sa zachovala len časť bližšia k N7 a P8 sin. má len mediálny, predný a zadný okraj. Mediálnym okrajom sa sutúrou spája s P8 dext., ktorý je zrkadlovým obrazom. Predný okraj smerom od mediány smeruje laterálne aj kaudálne a so zadným okrajom tvorí ostrý uhol. Pozoruhodný je priebeh zadného okraja P8 dext. et sin., kde v mediálnej osi vzniklo konvexné prehnutie



Obr. 2. SNM Z 26507. Koncová časť karapaxu *Trionyx* sp. zo Sandbergu. a – pohľad na dorzálnu plochu, b – pohľad na ventrálnu plochu.
Fig. 2. SNM Z 26507. The end part of the carapax of the *Trionyx* sp. from Sandberg. a – dorsal view, b – ventral view



Obr. 3. SNM Z 26508. Fragment ľavého pleurale *Trionyx* sp. z Waitovho lomu. a – pohľad na dorzálnu plochu, b – pohľad na ventrálnu plochu.
Fig. 3. SNM Z 26508. Fragment of pleurale sin. of *Trionyx* sp. from Waitov lom stone quarry. a – dorsal view, b – ventral view

kaudálnym smerom. Táto korytnačka bola väčšia (odhadnutá dĺžka 365,5 mm) ako nález *Trionyx rostratus* Arth. opísaný Helecom a Schlöglom (2002) s dĺžkou 134 mm.

Rozmery nálezu (mm):

max. š.	max. d.	š. prednej časti	š. zadnej časti
N6 17.6	32.2	17.6	13.2
N7 19.0	23.0	19.0	15.0

	dĺžka	d. pred. okr	d. zad. okr	š. pri med. okr.	š. pri lat. okr
P6 dext.	47.5	32.7	36.0	33.4	chýba
P6 sin.	137.5	139.2	130.2	32.9	49.7
P7 dext.	64.4	53.5	64.5	29.0	34.0
P7 sin.	115.4	123.4	79.3	30.2	56.0
P8 dext.	74.0	84.0	65.3	48.0	– nemá lat. okraj
P8 sin.	81.5	85.6	80.4	48.0	– nemá lat. okraj

Lokalita: Waitov lom, sandberské vrstvy, stredný miocén, vrchný báden.
Materiál: Fragment P3 alebo P4 sin. uložený v SNM pod Z 26508 (obr. 3).
Opis: P3, alebo P4 sin.? Zachoval sa fragment laterálnej časti. Os rebra je na laterálnom okraji posunutá mierne kraniálne, a tak by mohlo ísť o P3 alebo P4 sin. Dorzálna časť je zbrázdená jamkami a valmi a časť zadného okraja smerom na laterálny okraj je odštiepená. Malá časť chýba aj v strede zvyšku. Ventrálna časť je takmer plochá, iba v jej strede sa dvíha plochý val naznačujúci priebeh rebra. Voľná časť sa nezachovala, aj keď prečnieva cez laterálny okraj asi o 2–3 mm.
Rozmery: Celková dĺžka fragmentu je 71,3 mm, dĺžka mediálneho okraja 35,6, laterálneho 39,0, zachovanej časti predného okraja 67,0 a zadného okraja 54,4 mm. Hrúbka rebrového štítka je od 4,4 do 7,2 mm.

Diskusia

Zo Sandbergu je opísaných viac nálezov korytnačiek. Už Höernes (1848) uviedol druh *Psephophorus polygonus* H. v. Meyer, *Trionyx* sp. a *Testudinata* gen. et sp. *indet.* Ale vo Waitovom lome ide o prvý nález. Tento fragment patril väčšiemu exempláru, ako je *Trionyx rostratus* Arth. (Holec a Schlögl, 2000) zo Sandbergu, a menšiemu, ako je *Trionyx* sp., tiež zo Sandbergu.

Trionychidae obývali v geologických dobách široký priestor Severnej Ameriky a Európy, ale dnes sú rozšírené iba v riekach a jazerách Ázie, Afriky a južnej časti Severnej Ameriky (Piveteau, 1955). Z dvadsiatich troch čeľadí korytnačiek dodnes prežilo len desať a jedna z nich – Trionychidae – pretrvala bez väčších zmien z vrchnej jury. Ich zvyšky sú najčastejšie fragmentárne, len ojedinele úplné, a preto je opísaných veľa druhov (Orlov, 1964). Pritom sa nebral zreteľ na vnútrodruhovú variabilnosť a sexuálny dimorfizmus, a tak mnohé druhy nie sú validné (Karl, 1996). Macarovici a Mota (1965) našli ich zvyšky v sedimentoch sarmatu – pliocénu Rumunska a predpokladajú, že ich nález je blízky druhu *Trionyx pliopedemontana* Sacco. Čchikvadze (1989) opísal nové druhy *Trionyx danovi* a *T. jakhimovitchae* zo stredného miocénu Predkaukazska. Nálezy rodu *Trionyx* indikujú sladkovodné a veľmi teplé tropické alebo subtropické prostredie.

Lokalita Sandberg je známa aj tým, že sa na nej spolu vyskytujú morské druhy – žraloky, kostnaté ryby, delfíny, veľryby, sirény a pod. vedno so suchozemskými stavovcami, ako sú mäsožravce, kopytníky, primáty a pod., a so sladkovodným druhom *Barbus* sp. (Holec, 2001) a *Trionyx* sp., čo dobre korešponduje s nálezom zvyškov krokodílov (Schlögl a Holec, in press). Preto predpokladám, že blízko náleziska musela byť v minulosti rieka alebo sladkovodné jazero.

Záver

Na lokalite Sandberg a Waitov lom sa našli zvyšky korytnačiek rodu *Trionyx* sp. V Sandbergu ide o druhý nález tejto sladkovodnej korytnačky na tejto lokalite a vo Waitovom lome o prvý. Obidva nálezy sú zo sandberských vrstiev (v zmysle Barátha et al., 1994), ktoré predstavujú strednomiocénne – vrchnobádenské marginálne sedimenty východného okraja viedenskej panvy. Pre veľký rozsah poškodenia karapaxu sa druhovo nedali určiť.

Poďakovanie. Ďakujem nálezcom zvyškov korytnačiek p. doc. Sýkorovi a p. Mészárošovi, p. Némethovej za zhodnotenie obrázkov a agentúre VEGA za grant 1/0002/03 vďaka ktorému mohol tento príspevok vzniknúť.

Literatúra

Baráth, I., Nagy, A., & Kováč, M., 1994: Sandberské vrstvy – vrchnobádenské marginálne sedimenty východného okraja Viedenskej panvy. *Geol. Práce, Spr., 99, 59–66.*

Buday, T., Cambel, B., & Maheľ, M., 1962. Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000. Wien – Bratislava. Bratislava, 249.

Čchikvadze, V. M., 1989: Neogenovyje čerepachy SSSR. *Akad. Nauk Gruzinskoj SSR, 102.*

Gaisler, J., 1983: Zoologie obratlovcu. *Praha, Academia, 534.*

Hoernes, M., 1848: Verzeichnis der Fossil – Reste aus 135 Fundorten des Tertiär – Beckens von Wien. *In. Erläuterungen zur Geognostischen Karte der Umgebungen Wiens – Johann Čžižek, Wien 1849.*

Holec, P., & Sabol, M., 1996: A Tertiary Vertebrates fauna from Devínska Kobyla. *Mineralia Slov., 6, 519–522*

Holec, P., 1997: Skameneliny Devínskej Kobyly *In V. Feráková & E. Kocianová (eds.): Flóra, geológia a paleontológia Devínskej Kobyly. Edícia APOP, Bratislava, 190.*

Holec, P., & Schlögl, J., 2000: Find of *Trionyx rostratus* Arth. in the Upper Badenian deposits of the Malé Karpaty Mts., Western Carpathians. *Slov. geol. mag., 6, 2–3, 106–109.*

Karl, H. V., 1998: Zur Taxonomie der känozoischen Weichsildkröten Österreichs und Deutschlands (Trionychidae: Trionychinae). *Mitt. Geol. Paläont. Landesmuseum Joanneum, Heft 56, Graz, 273–316.*

Koutek, J., & Zoubek, V., 1936. Vysvětlivky ke geologické mapě v měřítku 1 : 75 000. List Bratislava 4758. *Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ., 18, 150.*

Macarovici, N., & Motas, I., 1965: Asupra unui *Tionyx* sp. gasit in kersonianul din Muntii Vrancei *An. stiint. Univ. Al. I. Cuza Iasi, N. S. Sect. b. Geol., c. Geogr., 11, 93–96.*

Mišík, M., Gulička, J., & Urvichiarová, E., 1974: Devínska Kobyla. Geologické pomery, kvetena a fauna. *Obzor, Bratislava, 103.*

Mišík, M., 1976: Geologické exkurzie po Slovensku. *SPN, Bratislava, 359.*

Müller, A. H., 1968: Lehrbuch der Paläozoologie. Band 3. Vertebraten. Teil 2. Reptilien und Vögel. 657

Orlov, U. A., 1964: Osnovy paleontologii. *Moskva, Nauka, 721*

Piveteau, J., 1955: Traité de Paleontologie. Tome V. Amphibiens. Reptiliens, Oiseaux. Paris. 1110.

Mineralia Slovaca, 38 (2006), 71–76

Žraloky (Chondrichthyes, Vertebrata) z Hajnáčky

PETER HOLEC

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

(Doručené 6. 10. 2004, revidovaná verzia doručená 20. 1 2005)

Sharks (Chondrichthyes, Vertebrata) from Hajnáčka type locality

Hajnáčka I is a type locality for the MN16 zone (Late Pleistocene, Early Villanian). There were find many bons of the Mammals like Insectivores, Rodents, Carnivores, Rhinoceroses, Tapirs, and Proboscideans. Paleontological research in the Hajnáčka locality with respect to Pliocene Vertebrates revealed the finding of the shark teeth from a subjacent beds, which belong to the Lower Miocene (Eggenburgian) Fiľakovo Formation, Tachty Sandstones. Three shark species were determined – *Odontaspis acutissimus* (Agassiz, 1844), *Carcharias cuspidatus* (Agassiz, 1843) and *Carcharhinus priscus* (Agassiz, 1843).

Key words: Lower Miocene (Ottnangian), Western Carpathians, sharks, Vertebrates

Úvod

Pri paleontologickom výskume suchozemských stavovcov v sedimentoch pliocénneho veku sa na známej lokalite v Hajnáčke v rokoch 1996 až 2000 našlo aj niekoľko žraločích zubov z podložných vrstiev miocénneho veku. Prof. Fejfar (1964) pri predchádzajúcom výskume, ktorý na lokalite robil v 60. rokoch 20. stor., našiel žraločie zuby, ale nález nepublikoval. Fosílny materiál obsahuje 16 kusov, ale iba jeden zub je kompletný, kým ostatné sú väčšmi alebo mierne poškodené, čo svedčí o alochtónnosti – intenzívnom preplavovaní a presune fosílií z pôvodného miesta uloženia.

Geologické pomery

Lokalita Hajnáčka je v Cerovej vrchovine (obr. 1) asi 1500 m na JV od obce Hajnáčka v zárezе cesty v oblasti, z ktorej pochádza fauna cicavcov opísaná Fejfarom (1964) a ktorú Fejfar označil ako Hajnáčka 1. Popri vulkanických bazaltoch ju budujú aj sedimenty a vulkanity spodnomiocénneho, presnejšie egenburského veku tvoriace dve litologicky odlišné súvrstvia – spodné, fiľakovské, ktoré je morského, a vrchné, bukovinské, kontinentálneho pôvodu. Žraločie zuby z Hajnáčky sú z tachtianskych pieskovcových vrstiev fiľakovského súvrstvia. Geologickú stavbu oblasti uvádza Vass a Elečko (1992) a najnovšie sa lokalitou zaoberá práca Vassa et al. (2000), ktorí podrobne študovali litológiu a sedimentológiu Kostnej doliny, ako aj stavbu a vývoj maaru. Monografia Sabola et al. (2004) prináša aktuálne výsledky geologického aj paleontologického výskumu prebiehajúceho v rokoch 1996–2000.

Materiál: je uložený v Slovenskom národnom múzeu v Bratislave (SNM) pod Z 26509/1-7.

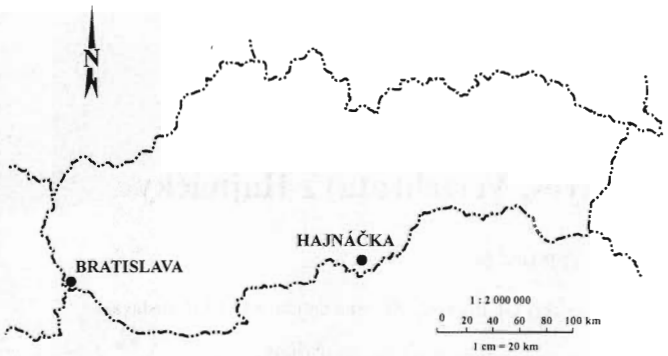
Hajnáčka 3/56 (Fejfar). Päť žraločích zubov, vrchný a spodný zub *Carcharias cuspidatus* (Agassiz, 1843). Veľký tmavý zub s odlomenou špičkou patrí druhu *Odontaspis acutissimus* (Agassiz, 1844) a dva menšie so širokými koreňmi druhu *Carcharhinus priscus* (Agassiz, 1843). SNM, Z 26509/1.

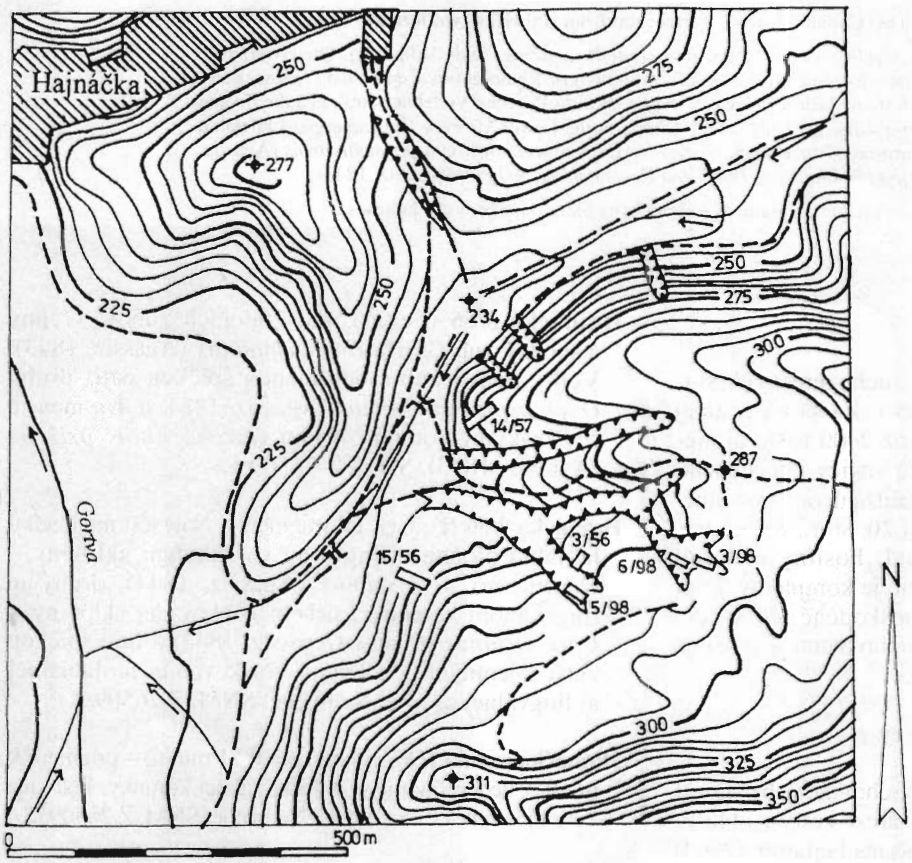
Hajnáčka 9/56 (Fejfar). Tri fragmenty. Najväčší má hladkú labiálnu plochu a lingválnu so záhybmi skloviny – *Odontaspis acutissimus* (Agassiz, 1844), druhý je fragmentom koreňa s kúskom zúbkovanej skloviny – *Carcharhinus priscus* (Agassiz, 1843) a tretí špičkou zuba s jemným pozdĺžnym vráskovaním na labiálnej aj lingválnej ploche. Neurčené. SNM, Z 26509/2.

Hajnáčka, sonda 1/96, výplav, o = 0,71 mm (o – priemer ôk na site). Jeden fragment žraločej zubnej korunky. Polovica zuba aj koreňová časť chýba. Neurčené. SNM, Z 26509/6.

Hajnáčka, sonda 2/97, výplav, o = 0,71 mm
Dva fragmenty. Jeden svetlý, veľmi zvláštny, má na lingválnej aj labiálnej ploche dlhé pravidelné pozdĺžne ryhy. V jeho „koreňovej" časti vidno kostnú hmotu spongiózu, a tak môže ísť o zub nejakej sladkovodnej ryby. Pri rovnakom pohľade na druhý, tmavosivý zvyšok vidno kompaktný dentín. To je žraločí zub, ale nepodarilo sa ho určiť. SNM, Z 26509/4.

Hajnáčka, sonda 3/98, výplav, o = 0,71 mm
Dva kusy. Menší, s odlomeným mesiálnym koreňom, je predný horný ľavý zub *Carcharhinus priscus* (Agassiz, 1843), väčší – zubná korunka bez koreňa. Zub je zvláštny tým, že je veľmi hrubý. Jeho mesiálny okraj je takmer zaoblený a distálny má dosť tupú reznú hranu. Neurčený. SNM, Z 26509/5.





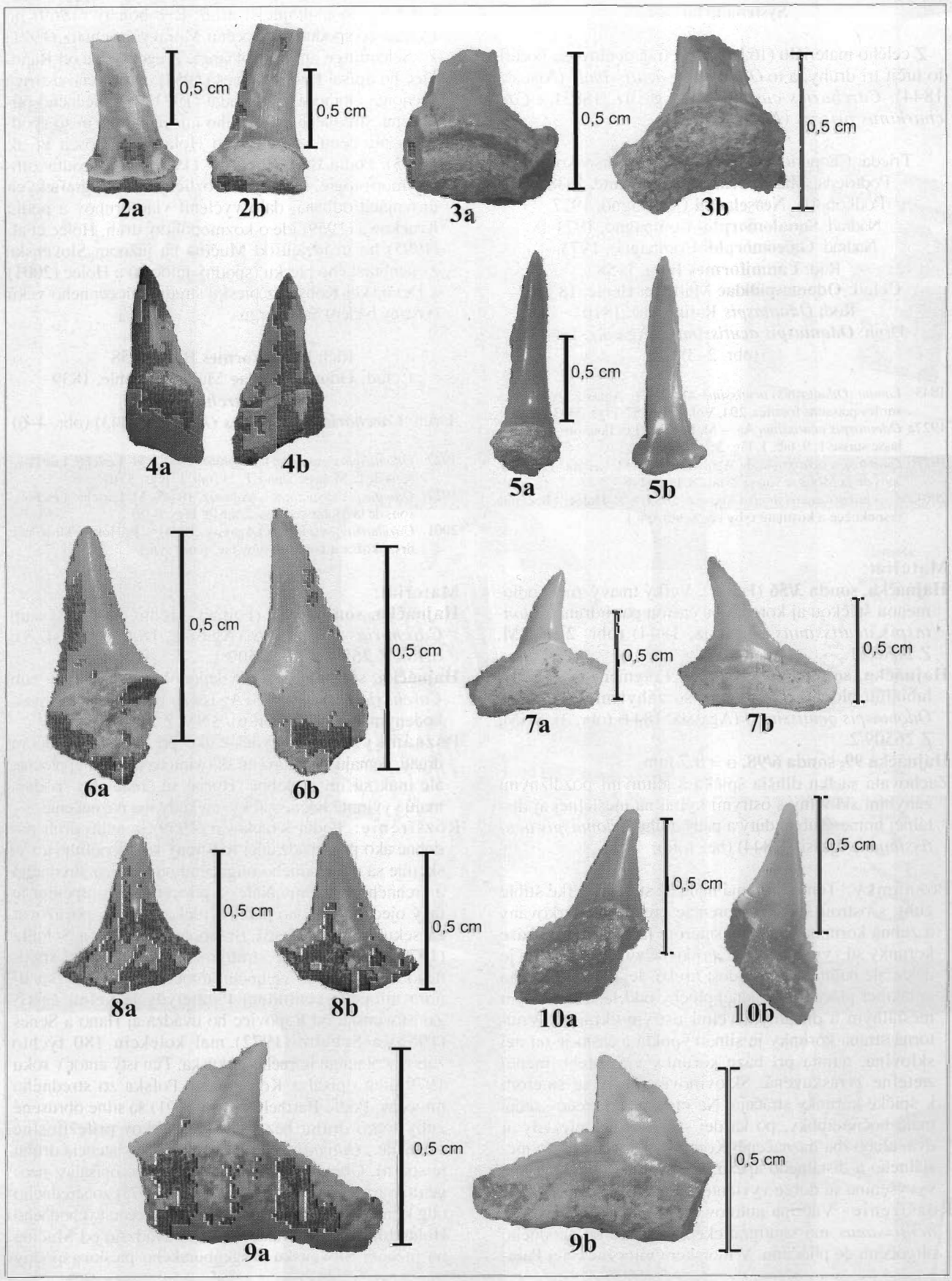
Obr. 1. Mapka Slovenska s vyznačením lokality Hajnáčka a detail lokality.
Fig. 1. Map of Slovakia with situation of locality Hajnáčka and detail of locality.

Hajnáčka 2000, sonda 5/98. Jeden kus. Zachovala sa iba korunka, kým bočné časti smerom ku koreňu sú odlomené. *?Carcharias sp.* SNM, Z 26509/7.

Hajnáčka 99, sonda 6/98, o = 0,4 k 0,7 mm
Dva fragmenty zubov. Väčší, ktorému chýba len časť koreňa, patrí druhu *Carcharhinus priscus* (Agassiz, 1843). Druhý je dutý, zachovala sa z neho len dlhšia špička s jemnými pozdĺžnymi záhybmi skloviny s ostrými kýlmi na mesiálnej aj distálnej hrane a mohol patriť druhu *Odontaspis acutissimus* (Agassiz, 1844). SNM, Z 26509/3.

Obr. 2–10. 2 – *Odontaspis acutissimus*, a – lingválna, b – labiálna plocha; 3 – *Odontaspis acutissimus*, a – lingválna, b – labiálna plocha; 4 – *Carcharias cuspidatus*, a – lingválna, b – labiálna plocha; 5 – *Carcharias cuspidatus*, a – lingválna, b – labiálna plocha; 6 – *Carcharias cuspidatus*, a – lingválna, b – labiálna plocha; 7 – *Carcharhinus priscus*, a – lingválna, b – labiálna plocha; 8 – *Carcharhinus priscus*, a – lingválna, b – labiálna plocha; 9 – *Carcharhinus priscus*, a – lingválna, b – labiálna plocha; 10 – *Carcharhinus priscus*, a – lingválna, b – labiálna plocha.

Figs. 2–10. 2 – *Odontaspis acutissimus*, a – lingual, b – labial view, Z 26509/1; 3 – *Odontaspis acutissimus*, a – lingual, b – labial view, Z 26509/2; 4 – *Carcharias cuspidatus*, a – lingual, b – labial view, Z 26509/1; 5 – *Carcharias cuspidatus*, a – lingual, b – labial view, Z 26509/1; 6 – *Carcharias cuspidatus*, a – lingual, b – labial view, Z 26509/7; 7 – *Carcharhinus priscus*, a – lingual, b – labial view, Z 26509/1; 8 – *Carcharhinus priscus*, a – lingual, b – labial view, Z 26509/1; 9 – *Carcharhinus priscus*, a – lingual, b – labial view, Z 26509/5; 10 – *Carcharhinus priscus*, a – lingual, b – labial view, Z 26509/3.


0,5 cm
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5a
5b
6a
6b
7a
7b
8a
8b
9a
9b
10a
10b

Systematická časť

Z celého materiálu (16 ks najmä fragmentov) sa podarilo určiť tri druhy, a to *Odontaspis acutissimus* (Agassiz, 1844), *Carcharias cuspidatus* (Agassiz, 1883) a *Carcharhinus priscus* (Agassiz, 1843).

Trieda: Chondrichthyes Huxley 1880 (drsnokožce)
Podtrieda: **Elasmobranchii** Bonaparte, 1838
Podkohorta: **Neoselachii** Compagno, 1977
Nadrad: **Squalomorphii** Compagno, 1973
Nadrad: **Galeomorphii** Compagno, 1973
Rad: **Lamniformes** Berg, 1958
Čeľaď: **Odontaspididae** Müller et Henle, 1839
Rod: ***Odontaspis*** Rafinesque, 1810
Druh: ***Odontaspis acutissimus*** (Agassiz, 1844) (obr. 2–3)

1843 *Lamna (Odontaspis) acutissima* Agass. – L. Agassiz: Recherches sur les poissons fossiles, 294, Vol. 3, tab. 57, Figs. 33–34
1927a *Odontaspis acutissima* Ag. – M. Leriche: Les Poissons de la Molasse suisse 1, 9, tab. 1, Fig. 2
1927b *Odontaspis acutissima*, L. Agassiz, 1844 – M. Leriche: Les Poissons de la Molasse suisse 2, tab. 8, Figs. 1–8
2001 *Carcharias acutissimus* (Agassiz, 1884) – P. Holec: Miocénne drsnokožce a kostnaté ryby etc. (cum syn.)

Materiál:

Hajnáčka, sonda 3/56 (Fejfar). Veľký tmavý zub s odlomenou špičkou aj koreňovou časťou patrí druhu *Odontaspis acutissimus* (Agassiz, 1844) (obr. 2). SNM, Z 26509/1.

Hajnáčka, sonda 9/56 (Fejfar). Fragment má hladkú labiálnu plochu a lingválnu so záhybmi skloviny – *Odontaspis acutissimus* (Agassiz, 1844) (obr. 3). SNM, Z 26509/2.

Hajnáčka 99, sonda 6/98, o = 0,7 mm

Zachovala sa len dlhšia špička s jemnými pozdĺžnymi záhybmi skloviny s ostrými kýlmi na mesiálnej aj distálnej hrane. Zub je dutý a patrí druhu *Odontaspis acutissimus* (Agassiz, 1844) (bez foto).

Poznámky: Tento druh má malé až stredne veľké štíhle zuby s ostrou špicou. Koreň je zreteľne bifurkovaný a zubná korunka prehnutá smerom labiálnym. Pri báze korunky sú vyvinuté bočné prídavné zúbky. Korunka je úzka, ale najmä pri báze dosť hrubá. Jej labiálna plocha je takmer plochá, od zadnej plochy oddelená kýlovitým mesiálnym a distálnym veľmi ostrým okrajom. Vnútorná strana korunky je silne vypuklá a často je na nej sklovina, najmä pri báze korunky viac alebo menej zreteľne zvráskavená. Sklovinové vrásky sa smerom k špičke korunky strácajú. Na ramenách koreňov sedia malé bočné zúbky, po každej strane jeden, niekedy aj dva, alebo iba naznačené. Koreň vybieha strmo do mesiálneho a distálneho apexu, centrálna ryha a centrálna vyvýšenina sú dobre vyvinuté.

Rozšírenie: Väčšina autorov sa zhoduje v tom, že *O. acutissimus* má stratigrafické rozšírenie od spodného oligocénu do pliocénu. V morskom miocéne celej Paratetydy je to najhojnejší druh. Brzobohatý (1969) ho uvádza zo spodného miocénu Moravy a Schultz (1971) zo Schärdingu am Inn (otnang). Z egenburgu od Rapoviec ho opísal Hano a Seneš (1953), z neogénu ostrova Menorca Obrador a Mercadal (1973), zo stredného oligocénu, stredného a vrchného miocénu, ako aj zo spodného pliocénu východného Holandska Bosch et al. (1975). Podľa Barthelta et al. (1991) by sa podľa zubnej morfológie, ktorá je v rozličných stratigrafických úrovniach odlišná, dalo vyčleniť viac druhov a podľa Kruckowa (1959) ide o kozmopolitný druh. Holec et al. (1995) ho uvádzajú od Mučína na južnom Slovensku z egenburského piesku (spodný miocén) a Holec (2001) z Devínskej Kobyly z piesku strednomiocénneho veku (vrchný báden) Sandbergu.

Rad: **Lamniformes** Berg, 1958
Čeľaď: **Odontaspididae** Müller et Henle, 1839
Rod: ***Carcharias***
Druh: ***Carcharias cuspidatus*** (Agassiz, 1843) (obr. 4–6)

1927 *Odontaspis cuspidata*, L. Agassiz, 1844 – M. Leriche: Les Poissons de la Molasse suisse 1, 11, tab. 1, Figs. 5–10
1927 *Odontaspis cuspidata*, L. Agassiz, 1844 – M. Leriche: Les Poissons de la Molasse suisse 2, tab. 8, Figs. 9–20
2001 *Carcharias cuspidatus* (Agassiz, 1884) – P. Holec: Miocénne drsnokožce a kostnaté ryby etc. (cum syn.)

Materiál:

Hajnáčka, sonda 3/56 (Fejfar), vrchný a spodný zub *Carcharias cuspidatus* (Agassiz, 1843) (obr. 4, 5), SNM, Z 26509/1, Z 26509/1.

Hajnáčka, sonda 5/98, pravdepodobne horný ľavý zub *Carcharias cuspidatus* (Agassiz, 1843) so silne poškodeným koreňom (obr. 6). SNM Z 26509/7.

Poznámky: Zuby sú väčšie ako pri predchádzajúcom druhu, nemajú zvráskavenú sklovinu na lingválnej ploche, ale inak sú im podobné. Horné sú širšie ako spodné, majú vyvinuté bočné zúbky, niekedy iba naznačené.

Rozšírenie: Podľa Kruckowa (1959) je tento druh podobne ako predchádzajúci rozšírený kozmopolitne a vyskytuje sa od spodného oligocénu po hranicu stredného a vrchného miocénu. Nález z pliocénu z Montpellier je taký ojedinelý, že ho podľa Kruckowa treba považovať za sekundárne uložený. Brzobohatý (1969) a Schultz (1979) uvádzajú jeho stratigrafické rozpätie od spodného oligocénu do vrchného miocénu, pričom v spodnom miocéne centrálnej Paratetydy je veľmi častý. Zo Slovenska od Rapoviec ho uvádza aj Hano a Seneš (1953) a Schultz (1972) mal kolekciu 180 týchto zubov z otnangu horného Rakúska. Ten istý autor v roku 1979 druh opísal z Korytnice v Poľsku zo stredného miocénu. Podľa Barthelta et al. (1991) sa silne obrúsené zuby tohto druhu bez bočných zúbkov príležitostne označujú „*Odontaspis*" *crassidens*, no existencia druhu je sporná. Obrador a Mercadal (1973) ho opísali z neogénu ostrova Menorca a Bosch et al. (1973) zo stredného oligocénu a zo stredného a vrchného miocénu východného Holandska. Holec et al. (1995) ho uvádzajú od Mučína na južnom Slovensku z egenburského piesku (spodný

miocén) a Holec (2001) z Devínskej Kobyly zo strednomiocénneho piesku (vrchný báden) Sandbergu.

Ako vidno zo synonymie, názory na rodové meno tohto druhu sa u autorov odlišujú. Ja som sa pridržal Capettovej práce (1987), ale v tomto prípade som sa priklonil k názoru Purdyho (Smithsonian Institution, USA), ktorý sa celý život zaoberá štúdiom žralokov. Ukázal som mu môj materiál a on sa jednoznačne vyjadril, že ide o rod *Carcharias* (Purdy et al., 2001). Podobne aj Schultz (1998) z Prírodovedného múzea vo Viedni tento druh priradil k rodu *Carcharias*. V budúcnosti sa azda náhľady na rodové meno tohto druhu zjednotia.

Nadrad: **Galeomorphii** Copagno, 1973
Rad: **Carcharhiniformes** Compagno
Čeľaď: **Carcharhinidae** Jordan and Evermann, 1896
Rod: ***Carcharhinus*** Blainville, 1816
Druh: ***Carcharhinus priscus*** (Agassiz, 1843)
(obr. 7–10)

1843 *Sphyrna prisca* Agass. – L. Agassiz: Recherches sur les poissons fossiles, 234, Vol. 3, tab. 26a, figs. 35–50
1927 *Sphyrna prisca*, L. Agassiz, 1843 – M. Leriche: Les Poissons de la Molasse suisse 2, 85
1953 *Sphyrna prisca* Ag. – V. Hano, J. Seneš: Spodnomiocénna fauna pri Rapovciach, 339, tab. 59, figs. 4–6, tab. 60, figs. 1–14
1955 *Carcharhinus priscus* (Agassiz, 1843) – P. Holec et al.: Lower miocene Shark etc., pl. 28, figs. 1, 2 (cum syn.)

Materiál:

Hajnáčka, sonda 3/56 (Fejfar). Dva menšie zuby so širokými koreňmi patria druhu *Carcharhinus priscus* (Agassiz, 1843) (obr. 7, 8).

Hajnáčka, sonda 9/56 (Fejfar). Fragment koreňa s kúskom zúbkovanej skloviny – *Carcharhinus priscus* (Agassiz, 1843) (bez foto).

Hajnáčka, sonda 3/98. Predný horný ľavý zub *Carcharhinus priscus* (Agassiz, 1843) (obr. 9).

Hajnáčka 99, sonda 6/98. Väčší fragment, ktorému chýba len časť koreňa, patrí druhu *Carcharhinus priscus* (Agassiz, 1843) (obr. 10).

Poznámky: Zuby tohto druhu sú malé, labiálna strana takmer plochá a lingválna vypuklá. Distálny aj proximálny okraj zubnej korunky je málo krenulovaný alebo zúbkovaný a zužujúca sa časť nad bázou korunky nie je zúbkovaná ani krenulovaná.

Rozšírenie: Bigelow a Schroeder (1948) uvádzajú, že žraloky tohto rodu obývajú tropické a teplé pásma všetkých oceánov. Sú aj v Stredozemnom mori a dorastajú do dĺžky 2 m. Podľa Schultza (1971) sa zuby tohto druhu často premenúvali, a tak je v nich zlý prehľad. Názvy ako *„Zygaena serrata"*, *„Sphyrna serrata"*, *„Sphyrna prisca"*, *„Carcharias (Apriododon)* sp." sú synonymá. Podľa Brzobohatého a Schultza (1971) sa tento druh vyskytuje v morskom miocéne celej Paratetydy, Hano a Seneš (1953) ho opísali z egenburgu od Rapoviec, Schultz (1979) zo stredného miocénu Korytnice (Poľsko) a Bosch et al. (1975) zo stredného miocénu východného Holandska. Barthelt et al. (1991) konštatujú, že pokým ide o vývin mesiálnej a distálnej strany, ako aj základne zubnej korunky, je to veľmi variabilný druh. Podľa Croppa (1975) je v oblasti Austrálie známych štrnásť recentných druhov tohto rodu a zrejme aj fosílnych bolo viac druhov, ale možno nie všetky sa dajú spoľahlivo rozlíšiť len podľa zubov (porovnaj Oliva, 1958). Holec et al. (1995) tento druh uvádzajú od Mučína na južnom Slovensku z piesku egenburského veku (spodný miocén) a zo Sandbergu v oblasti Devínskej Kobyly (2001) zo strednomiocénneho piesku (vrchný báden).

Záver

Popri množstve zvyškov stavovcov, najmä cicavcov vrchnopliocénneho veku patriacich do cicavčej zóny MN 16, sa na lokalite Hajnáčka ojedinele našli aj žraločie zuby. Pochádzajú z podložných sedimentov spodnomiocénneho veku (egenburg) a ich zvyšky majú stopy silného poškodenia a ováľania. Predpokladáme, že ich na istú vzdialenosť niesol vodný prúd. Mnohé sú len fragmentárne a polámané. Ich výskyt potvrdzuje miocénny vek sedimentov, ich morský pôvod a normálnu salinitu morskej vody.

Poďakovanie. Ďakujem p. Némethovej za pomoc pri zhotovovaní obrázkov

Literatúra

Agassiz, L., 1833–1843: Recherchez sur les poissons fossiles. Tome III, Neuchatel (Suisse), 390.

Barthelt, D., Fejfar, O., Pfeil, F. H., & Ungar, E., 1991: Notizen zu einem Profil der Selachier – Fundstelle Walbertsweiler im Bereich der miozänen Oberen Meeresmolasse Suddeutschlands. *München Geowiss. Abh. (A), 19, 3 Abb., 4 Taf. München, 195–208.*

Bigelow, H. B., & Schroeder, W. S., 1948: Fishes of the North Atlantic. Part one, Number I Sharks. *Mem. Sears Foundation for Marine Research, New Haven, 576.*

Bosch, M. van den Cadée, M. C., & Janssen, A. W., 1975: Lithostratigraphical and biostratigraphical subdivision of Tertiary deposits (Oligocene – Pliocene) in the Winterswijk – Almelo region (Eastern part of the Netherlands). *Scripta Geologica, Leiden, 29, 168.*

Brzobohatý, R., 1969: Die Fischfauna des Sudmährischen Untermiozän. *Folia přírodověd. Fak. Univ. J. E. Purkyně v Brně, Geol., 10, 1, 3–49.*

Brzobohatý, R., & Schultz, O., 1971: Die Fischfauna der Eggenburger Schichtengruppe. *In: F. Steininger & J. Seneš et al. (eds.): Chronostratigraphie und Neostratotypen Miozän der zentralen Paratethys Bd. II, M1 Eggenburgien Bratislava, 827*

Cappetta, H., 1987: Chondrichthyes II. Mesozoic and Cenozoic Elasmobranchii. *In: H. P. Schultze (ed.), Handbook of Paleoichthyology, 3B: (G. Fischer) Stuttgart, New York, 193.*

Cropp, B., 1975: Lovci žraloků. *Praha, Orbis, 195.*

Fejfar, O., 1964: The Lower Villafranchian Vertebrates from Hajnáčka near Fiľakovo in Southern Slovakia. *Rozpr. Ústř. Úst. geol., Praha, 115.*

Hano, V., & Seneš, J., 1953: Spodnomiocénna fauna pri Rapovciach. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení, 3, 3–4, 315–361*

Holec, P., Hornáček, M., & Sýkora, M., 1995: Lower Miocene shark (Chondrichthyes, Elasmobranchii) and whale faunas (Mammalia, Cretacea) near Mučín, Southern Slovakia. *Geol. Práce, Spr., 100, 37–52.*

Holec, P., 2001: Miocénne drsnokožce a kostnaté ryby (Chondrichthyes et Osteichthyes, Vertebrata) z viedenskej panvy pri Bratislave (Slovensko). *Mineralia Slov., 2, 111–134.*

Kruckow, T., 1959: Eine untermiozäne Haifisch-Fauna in Schleswig – Holstein. *Meyniana, Kiel, 8, 82–95.*

Leriche, M., 1927a: Les Poissons de la Molasse suisse. *Soc. paléont. Suisse, 46, 55.*

Leriche, M., 1927b: Les Poissons de la Molasse Suisse. *Mém. Soc paléont. Suisse, 47, 57–119.*

Obrador, A., & Mercadal, B., 1973: Nuevas localidades con fauna ictiológicapara el Neogéno menorquin. *Acta geol. hisp., 8, 4, 115–119.*

Oliva, O., 1958: Notes on some shark jaws. (Poznámky o několika žraločích čelistech). *Acta Univ. Carol., Biol., 3, 351–353.*

Purdy, W. R., Schneider, V. P., Applegate, S. P., McLellan, J. H., Meyer, R. L., & Slaghter, B. H., 2001: The Neogene sharks, Rays and bony fishes from Lee Creek Mine, Aurora, North Carolina. *Smithsonian Contr. Paleont., 90, 71–202.*

Sabol, M., Balogh, K., Ďurišová, A., Elečko, M., Hensel, K., Holec, P., Hudáčková, N., Janštová M., Kernátsová, J., Klembara, J., Konečný, P., Konečný, V., Pipík, R., Slamková, M., Sitár, V., Túnyi, I., & Vass, D., 2004: Early Villanian site of the Hajnáčka I (Southern Slovakia). *Paleontological research 1996–2000, Gemer Malohont Museum in Rimavská Sobota, 143.*

Schultz, O., 1971: Die Selachier-Fauna (Pisces, Elasmobranchii) des Wiener Beckens und seiner Randgebiete im Badenien (Miozän). *Ann. Naturhist. Mus. (Wien), 75, 311–341*

Schultz, O., 1972: Eine Fischzahn-Brekzie aus dem Ottnangien (Miozän) Oberösterreichs. *Ann. Naturhist. Mus. (Wien), 76, 485–490.*

Schultz, O., 1979: Supplementary notes on elasmobranch and teleost fish remains from the Korytnica Clays (Middle Miocene, Holy Cross Mountains, Poland). *Acta geol. pol., 29, 3, 287–293.*

Schultz, O., 1998: Die Knorpel – und Knochenfischfauna (excl. Otolithen). Aus dem Karpat des Korneuburger Beckens (Niederösterreich). *Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. Orients, 23, 295–323.*

Vass, D., & Elečko, M., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučeneckej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ, 196.*

Vass, D., Konečný, V., Túnyi, I., Dolinský, P., Balogh, K., Hudáčková, N., Kováčová-Slamková, M., & Beláček, B., 2000: Origin of the Pliocene Vertebrate bone accumulation at Hajnáčka, Southern Slovakia. *Geol. Carpath., 51, 2, 69–82.*

Mineralia Slovaca, 38 (2006), 77–82

K otázke tzv. polhorského vývoja (kontinentálne sedimenty paleogénu Horehronského podolia)

KATARÍNA ŽECOVÁ[1], ZUZANA SIRÁŇOVÁ[2] a IVAN FILO[2]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice
[2]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 10. 1. 2006, revidovaná verzia doručená 7. 2. 2006)

To the question of so-called Polhora Development (Paleogene continental sediments of the Horný Hron river valley)

In the type-locality of so-called Polhora Development, until supposed as a product of continental freshwater sedimentation of Paleocene till Middle Eocene, the marine calcareous nannoplankton of Oligocene age was found. Regarding this finding the designation "Polhora Development" is supposed to be inadequate and for the continental Paleogene sediments of the Horný Hron river valley the renaming to Braväcovo Beds is suggested.

Key words: Paleogene of the Horný Hron river valley, Polhora Development, calcareous nannoplankton NP24, Braväcovo Beds, Huty Formation

Polhorský vývoj, história a súčasný pohľad

Paleogén Horehronia litostratigraficky rozčlenil Pulec (in Pulec et al., 1967) a celú sukcesiu rozdelil na dva základné cykly, a to na 1. starší paleocénno-strednoeocénny kontinentálny a 2. mladší strednoeocénno-oligocénny morský. Produkty 1. cyklu označil termínom polhorský vývoj, 2. cyklu horehronský vývoj a rozlíšil v ňom štyri fácie (bazálnu transgresívnu, ílovcovú, ílovcovo-pieskovcovú a štrkovopiesčitú).

Pulec (in Pulec et al., l. c.) k polhorskému vývoju priradil sedimenty 1. na typovej lokalite na J od Michalovej (časť Pohronskej Polhory), 2. v okolí Braväcova a 3. na SZ od Lučatína.

K vyčleneným lokalitám možno zo súčasného pohľadu zaujať nasledujúce stanovisko:

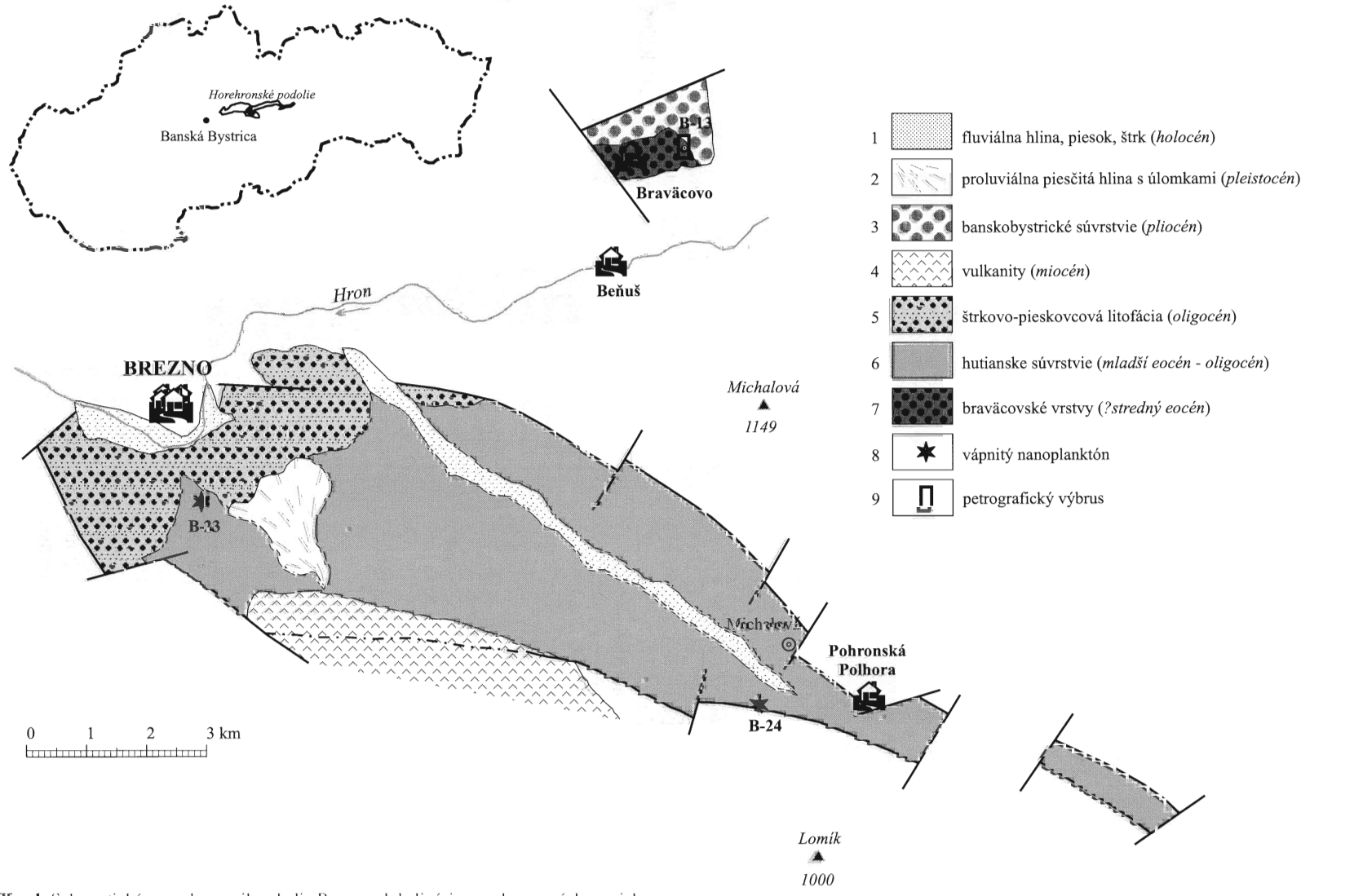
Ad 1

Podľa Pulca (l. c.) na typovej lokalite vystupovalo defilé dlhé do 300 m skladajúce sa z troch úsekov – spodného, ktorý tvoria telesá pestrého polymiktného zlepenca, stredného, zloženého z telies piesčitého uhoľného ílovca, a z vrchného, zlepencového. Pulec na základe palynomorf zo stredného úseku (Snopková in Pulec et al., 1967) polhorský vývoj zaradil do staršieho až stredného eocénu.

Na tejto lokalite v súčasnosti nemožno výskyt zlepenca potvrdiť. V odkryve (záreze potoka) veľkom cca 5 x 2 m vystupuje piesčitý ílovec s množstvom uhoľnej drviny litologicky korelovateľný so stredným úsekom defilé, ktoré opísal Pulec.

Z ílovca (vzorka B-24, obr. 1) sa získalo nasledujúce spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu.

Blackites spinosus (DEFLANDRE et FERT) HAY et TOWE
Coccolithus eopelagicus (BRAMLETTE et RIEDEL) BRAMLETTE et SULLIVAN
Coccolithus formosus (KAMPTNER) WISE
Coccolithus pelagicus (WALLICH) SCHILLER
Chiasmolithus danicus (BROTZEN) HAY et MOHLER
Chiasmolithus solitus (BRAMLETTE et SULLIVAN) LOCKER
Cribrocentrum reticulatum (GARTNER et SMITH) PERCH-NIELSEN
Cyclicargolithus cf. *Cy. abisectus* (MÜLLER) WISE
Cyclicargolithus floridanus (ROTH et HAY) BUKRY
Dictyococcites bisectus (HAY, MOHLER et WADE) BUKRY et PERCIVAL
Dictyococcites callidus PERCH-NIELSEN
Discoaster deflandrei BRAMLETTE et RIEDEL
Discoaster multiradiatus BRAMLETTE et RIEDEL
Discoaster tanii nodifer BRAMLETTE et RIEDEL
Ellipsolithus macellus (BRAMLETTE et SULLIVAN) BRAMLETTE
Ericsonia cf. *E. subdisticha* (ROTH et HAY) ROTH
Helicosphaera bramlettei MÜLLER
Helicosphaera aff. *H. carteri* (WALLICH) KAMPTNER
Helicosphaera compacta BRAMLETTE et WILCOXON
Helicosphaera euphratis HAQ
Helicosphaera recta (HAQ) JAFAR et MARTINI
Helicosphaera seminulum BRAMLETTE et SULLIVAN
Istmolithus recurvus DEFLANDRE
Lanternithus minutus STRADNER
Lophodolithus nascens Bramlette et SULLIVAN



Obr. 1. Schematická mapa kenozoika okolia Brezna s lokalizáciou analyzovaných vzoriek

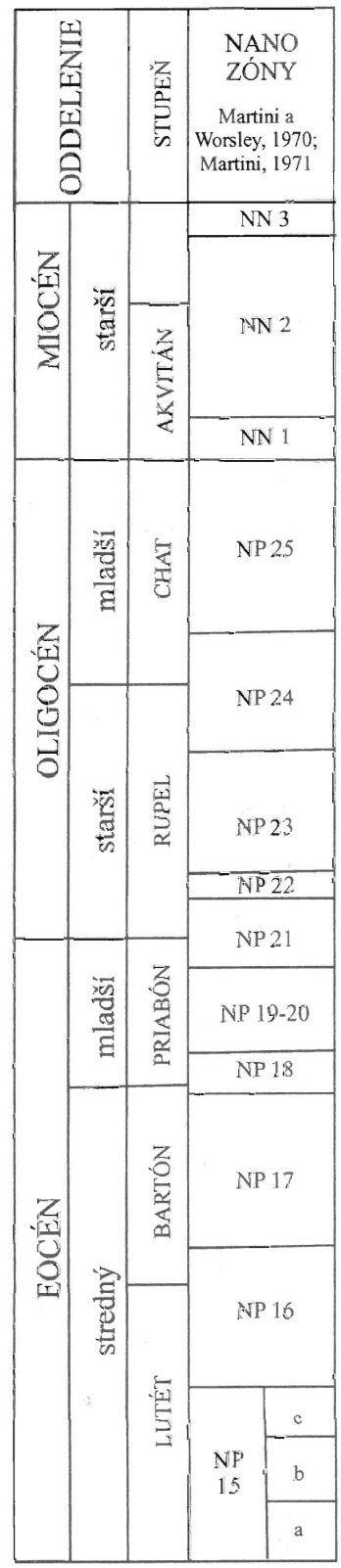
Fig. 1. Schematic map of Cenozoic sequences in the Brezno surrounding with location of analysed samples. 1 – fluvial loam, sand, gravel (Holocene), 2 – proluvial sandy loam with debris (Pleistocene), 3 – Banská Bystrica Formation (Pliocene), 4 – volcanites, 5 – gravel-sandstone lithofacies (Oligocene), 6 – Huty Formation (Lower Eocene – Oligocene), 7 – Braväcovo Beds (?Middle Eocene), 8 – calcareous nannoplankton, 9 – petrographic thin-section.

Pontosphaera sp.
Pontosphaera latelliptica (BÁLDI-BÉKE et BÁLDI) PERCH-NIELSEN
Pontosphaera multipora (KAMPTNER) ROTH
Reticulofenestra sp.
Reticulofenestra dictyoda (DEFLANDRE) STRADNER
Reticulofenestra lockeri MULLER
Reticulofenestra umbilica (LEVIN) MARTINI et RITZKOWSKI
Reticulofenestra oamaruensis (DEFLANDRE) STRADNER
Reticulofenestra cf. *R. ornata* MÜLLER
Rhabdosphaera perlongus DEFLANDRE
Shpenolithus dissimilis BUKRY et PERCIVAL
Sphenolithus moriformis (BRONNIMANN et STRADNER) BRAMLETTE et WILCOXON
Sphenolithus radians DEFLANDRE
Toweius ? magnicrassus (BUKRY) ROMEIN
Transversopontis obliquipons (DEFLANDRE) HAY, MOHLER et WADE
Tribrachiatus orthostylus SHAMRAI
Zygrhablithus bijugatus (DEFLANDRE) DEFLANDRE

Pekné a druhovo pestré spoločenstvo možno podľa spoločného výskytu druhu *Sphenolithus dissimilis* Bukry et Percival, *Helicosphaera recta* (Haq) Jafar et Martini a *Cyclicargolithus* cf. *Cy. abisectus* (Müller) Wise zaradiť na hranicu staršieho a mladšieho oligocénu (NP 24, Martini, 1971; tab. 1). Zaujímavým druhom v spoločenstve je *Helicosphaera* aff. *H. carteri*. Ten sa, ako udáva Vathi (1998), uvádzal ako priebežný miocénny druh prežívajúci až do recentu. Vathi (l. c.) ho opísal z iónskej zóny v Albánsku už zo staršieho oligocénu (pri členení oligocénu na starší a mladší); zóna NP 23 *Sphenolithus predistentus*. V najvyššej časti oligocénu sa nenašiel a znova sa objavuje v staršom miocéne po poslednom výskyte druhu *Sphenolithus ciperoensis*. Podobne ako uvádza Vathi (l. c.), ani v tomto spoločenstve sa nezistili druhy staršieho miocénu. Rozšíreniu tohto druhu už v oligocéne treba venovať ďalšiu pozornosť a detailné štúdium.

Vápnitý nanoplanktón sa identifikoval aj vo vzorke zo zárezu potoka na okraji Mazorníkova (na J od Brezna, vzorka B-23, obr. 1). Vzorka je z ílovcovej litofácie horehronského vývoja (v zmysle Pulca in Pulec et al., 1967). Z porovnania získaných spoločenstiev vápnitého nanoplanktónu z obidvoch vzoriek (tab. 2) vyplýva, že druhové zloženie spoločenstiev je takmer totožné, len vo vzorke B-24 sa našli menšie druhy, čo môže svedčiť o zmenených životných podmienkach biotopu. V obidvoch spoločenstvách bol dominantne zastúpený rod *Reticulofenestra*, *Helicosphaera* a *Pontosphaera*. Podľa spoločného výskytu druhu *Cyclicargolithus abisectus* (Müller) Wise, *Helicosphaera recta* (Haq) Jafar et Martini vo vzorke B-23 a *Cyclicargolithus* cf. *Cy. abisectus* (Müller) Wise, *Helicosphaera recta* (Haq) Jafar et Martini a *Sphenolithus dissimilis* Bukry et Percival vo vzorke B-24 ich bolo možno zaradiť do zóny NP 24 *Sphenolithus dissimilis*. Prvý výskyt týchto druhov je charakteristický pre zónu NP 24 (podľa Perchovej-Nielsenovej in Bolli et al., 1985).

Tab. 1
Zóny vápnitého nanoplanktónu podľa Martiniho a Worsleya (1970) a Martiniho (1971)
Zones of calcareous nannoplankton according to Martini and Worsley (1970) and Martiny (1971)



Tab. 2
Vápnitý nanoplanktón z vnútrokarpatského paleogénu Horehronského podolia
Calcareous nannoplankton from Central Carpathian Paleogene of Horný Hron river valley

	Brezno B-23 hutianske súvrstvie	P Polhora B-24 „polhorský vývoj"
Blackites spinosus		+
Coccolithus eopelagicus	+	+
Coccolithus formosus	+	+
Coccolithus pelagicus	+	+
Coronocyclus nitescens	+	
Cribrocentrum reticulatum	+	+
Cyclicargolithus abisectus	+	cf
Cyclicargolithus floridanus	+	+
Dictyococcites bisectus	+	+
Dictyococcites callidus	+	+
Dictyococcites daviessi	+	
Discoaster barbadiensis	+	
Discoaster deflandrei		+
Discoaster lodoensis	+	
Discoaster multiradiatus	+	+
Discoaster saipanensis	+	
Discoaster tanii nodifer		+
Ellipsolithus macellus		+
Ericsonia subdisticha		cf
Helicosphaera bramlettei	+	+
Helicosphaera carteri		aff.
Helicosphaera compacta	+	+
Helicosphaera euphratis	+	+
Helicosphaera recta	+	+
Helicosphaera seminulum		+
Chiasmolithus bidens	+	
Chiasmolithus danicus		+
Chiasmolithus oamaruensis	+	
Chiasmolithus solitus		+
Istmolithus recurvus	+	+
Lanternithus minutus		+
Lophodolithus nascens		+
Neococcolithes dubius	+	
Pontosphaera latelliptica	cf	+
Pontosphaera multipora	+	+
Reticulofenestra dictyoda	+	+
Reticulofenestra lockeri	+	+
Reticulofenestra oamaruensis	+	+
Reticulofenestra ornata	cf	cf.
Reticulofenestra umbilica	+	+
Rhabdosphaera perlongus		+
Sphenolithus dissimilis		+
Sphenolithus moriformis	+	+
Sphenolithus pseudoradians	+	
Sphenolithus radians	+	+
Toweius magnicrassus		?
Transversopontis fibula	cf	
Transversopontis obliquipons	+	+
Transversopontis pax	+	
Transversopontis pulcheroides	+	
Tribrachiatus orthostylus		+
Zygrhablithus bijugatus	+	+
	$O_{1/2}$ – NP 24	$O_{1/2}$ – NP 24

Na základe výskytu ekvivalentných spoločenstiev vápnitého nanoplanktónu považujeme sedimenty na obidvoch spomenutých lokalitách za súčasť pelagickej oligocénnej formácie litologicky zodpovedajúcej hutianskemu súvrstviu podtatranskej skupiny.

Ad 2

V potokoch na východnom a južnom okraji Braväcova vystupuje červený polymiktný zlepenec a pieskovec, ktoré bez vážnejších výhrad možno v zhode s Pulcom (in Pulec et al., 1967, in Biely et al., 1992, 1997) pokladať za kontinentálne sedimenty, ale ich stratigrafické postavenie zostáva hypotetické.

Ad 3

Podľa Pulca (in Pulec et al., 1967) na SZ od Lučatína vystupuje súvrstvie pestrých brekcií a bridlíc hrubé do 60 m. Túto lokalitu sa nepodarilo identifikovať ani pri základnom geologickom mapovaní v mierke 1 : 25 000 (Čepek et al., 1966; Kohút et al., 2001; Polák et al., 2003a, b), ani nasledujúcou reambuláciou. Na Pulcom (in Pulec et al., l. c.) označenej lokalite v zložitej tektonickej situácii, v ktorej dominujú pozdĺžne zlomy smeru Z–V paralelné s údolím Hrona, vystupujú bridlice karpatského keuperu, krinoidové (hierlatzské) vápence liasu a slienité vápence spodnej kriedy veporika, pestré pieskovce a bridlice šuňavského súvrstvia spodného triasu hronika a dolomity (ramsauské, patriace strednému triasu sčasti veporika, sčasti hronika) prekryté polohami hrubozrnného kremencového štrku banskobystrického súvrstvia (pliocén).

Pre uvedené fakty (najmä pre nález morského nanoplanktónu na typovej lokalite) považujeme termín polhorský vývoj za nevhodný a predpokladané kontinentálne (?eocénne) sedimenty Horehronského podolia navrhujeme označovať termínom braväcovské vrstvy.

Braväcovské vrstvy, kontinentálne sedimenty paleogénu Horehronského podolia

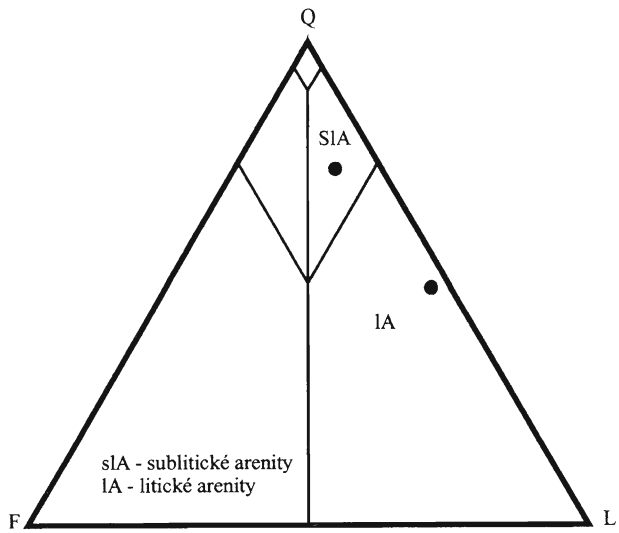
Názov: podľa obce Braväcovo, na SV od Brezna (Banskobystrický kraj, okres Brezno, obr. 1); *typová lokalita:* bezmenný ľavostranný prítok potoka Hlboké na východnom okraji Braväcova; *rozšírenie:* Horehronské podolie, východný a južný okraj Braväcova (pravdepodobne aj v podloží svahovej hliny a sutiny v intraviláne Braväcova a v jeho severnom okolí).

Litologická a petrografická charakteristika

Červený polymiktný zlepenec so šošovkami červeného pieskovca

Základným litotypom je červený strednozrnný polymiktný zlepenec s dotykovou štruktúrou z veľkostne nevytriedených obliakov hornín kryštalinika (granitoidy, metamorfity prevažne rulového typu, ojedinele amfibolity), kremeňa a kremenca veľkostnej frakcie od 4 do 256 mm (prevažne 8–64 mm), s opracovaním 3–4°. Zriedkavejšie sú drobnozrnné typy sivohnedej farby s nižším stupňom zaoblenia. Zlepencové vrstvy sú hrubé cca 1 m.

Pieskovec je červený, jemnozrnný až strednozrnný, sľudnatý, nepravidelne zvrstvený, s častými väčšími zrnami až obliakmi. Zriedkavejší je sivohnedý strednozrnný



Obr. 2. QFL diagram pieskovca braväcovských vrstiev.
Fig. 2. QFL diagram of sandstone of Braväcovo Beds.

až hrubozrnný relatívne lepšie vytriedený pieskovec. Pieskovcové vrstvy (šošovky) sú hrubé do 0,1 m. Pieskovec skladbou zodpovedá sublitickým a litickým (± vápnitým) arenitom (obr. 2). V klastickej zložke dominuje monokryštalický (24–40 %) a polykryštalický (10–12 %) kremeň, kyslé vulkanity, kremenné porfýry (0–31 %) a metamorfity (3–13 %) a podradne sú zastúpené silicity a granitoidy (0–3 %). Podiel živcov je 2–6 % (oligoklas > plagioklasy > mikroklín), biotitu 2–7 %, množstvo základnej hmoty sa pohybuje od 6 do 11 % a kalcitového cementu od 9 do 19 %. Živce sú silne sericitizované, biotit baueritizovaný a chloritizovaný a základná hmota vápnitoílovitá, sericitická (vo veľkej miere pochádza z rozpadnutých živcov). Miestami sú nepravidelné šošovky limonitizovanej základnej hmoty so zrnami kremeňa a zriedkavých plagioklasov s množstvom sľudy (muskovit, odfarbený biotit). Podľa Pulca (in Biely et al., 1997) sa smerom do nadložia častejšie objavuje sivé sfarbenie a zriedkavé je šikmé zvrstvenie.

Stratigrafické postavenie

Braväcovské vrstvy ležia diskordantne a erózne na granaticko-muskoviticko-biotitických pararulách ?prekambria až staršieho paleozoika veporika a v ich nadloží je kvartérna svahová hlina. Pulec (in Pulec et al., 1967) tieto sedimenty (v rámci „polhorského vývoja") podľa nálezu sporomorf v okolí Michalovej zaradil do staršieho až stredného eocénu a neskôr (in Biely et al., 1992, 1997) – bez paleontologických dôkazov – do paleocénu.

Pri úvahe o veku braväcovských vrstiev sa možno opriet o: 1. spôsob výstupu (vrstvy sa zachovali v morfologickej depresii charakteru priekopovej prepadliny medzi Nízkymi Tatrami a Veporskými vrchmi, ktorej vznik podmienila postpaleogénna zlomová tektonika), 2. stupeň spevnenia (na úrovni v zásade charakteristickom pre paleogénne polymiktné psefity a psamity), 3. stupeň tektonickej deformácie (zodpovedajúci terciérnym popríkrovovým útvarom), 4. červené sfarbenie.

S prihliadnutím na 1. a 2. bod možno spoľahlivo vylúčiť kvartérny a pliocénny vek zlepencových vrstiev, s nižším stupňom istoty vzhľadom na 2. a 3. bod sa dá pochybovať o kriedovom alebo staršom veku a podľa bodu 2 a 4 sa zdá nepravdepodobným aj miocénny vek. Z uvedeného vychodí, že v zhode s Pulcom (l. c.) predpokladáme, že braväcovské vrstvy najpravdepodobnejšie vznikli v kontinentálnej perióde medzi vrchnou kriedou a stredným eocénom, pričom starší vek možno predpokladať podľa červeného sfarbenia, kým doterajšie sporé datovania ekvivalentných paleogénnych kontinentálnych sedimentov prostredníctvom palynomorf (Snopková in Fusán et al., 1967, in Pulec et al., 1967, in Gross et al., 1990) poukazujú skôr na mladší (eocénny) vek.

Sedimentačné prostredie

Braväcovské vrstvy sú kontinentálne sladkovodné (jazerno-riečne) sedimenty vzniknuté v klimatických podmienkach subtropického pásma. Pokladáme ich za genetický, stratigrafický a čiastočne aj litologický ekvivalent hornádskych vrstiev rozšírených pri severnom okraji Volovských vrchov (Filo a Siráňová, 1998).

Literatúra

Biely, A. (ed.), 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. *Bratislava, GÚDŠ.*

Biely, A., Bezák, V. (eds.), Bujnovský, A., Vozárová, A., Klinec, A., Miko, O., Halouzka, R., Vozár, J., Beňuška, P., 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. D. Štúra.*

Čepek, P., Bystrický, J., Candra, J., Fajst, M., Jaroš, J., Láznička, P., Losert, J., Pacltová, B., Smolíková, B., & Šilar, J., 1966: Vysvětlivky k listu 1 : 50 000 Slovenská Ľupča M-34-11-D. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Filo, I., & Siráňová, Z., 1998: Hornádske a chrastianske vrstvy – nové oblastné litostratigrafické jednotky podtatranskej skupiny. *Geol. Práce, Spr., 103, 35–51*

Fusán, O., Beňka, J., Biely, A., Gross, P., Gubač, J., Hanáček, J., Hanzel, V., Marschalko, R., Pecho, J., Regásek, F., Rojkovič, I., & Snopko, L., 1967: Štruktúrno-stratigrafický výskum paleozoika: list Spišská Nová Ves M 1 : 50 000. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Gross, P., Biely, A., Halouzka, R., Samuel, O., Hanzel, V., Šucha, P., Kováčik, M., Mikuška, J., Snopková, P., Raková, J., & Köhler, E., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 27-333 Poprad-3. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Kohút, M., Polák, M., Filo, I., Maglay, J., Vozár, J., Elečko, M., Siráňová, Z., Buček, S., & Vozárová, A., 2001: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-142 Lučatín. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Martini, E., 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *In: A. Farinacci (ed.): Proc. II., Plank. Conf. Roma 1970, Edizioni Tec. Roma, 739–785.*

Martini, E., & Worsley, T., 1970: Standard Neogene calcareous nannoplankton zonation. *Nature, 225, 289–290.*

Oszczypko-Clowes, M., 2001: The nannofossils biostratigraphy of the youngest deposits of the Magura nappe (East of the Sakawa river,

Polish Flysch Carpathians) and their paleoenvironmental conditions. *Rocz. Pol. Tow. geol., 71, 139–188.*

Perch-Nielsen, K., 1985a. Mesozoic calcareous nannofossils. *In: H. M. Bolli, J. B. Saunders & K. Perch-Nielsen (eds.): Plankton stratigraphy. Cambridge University Press, 329–426.*

Perch-Nielsen, K., 1985b: Cenozoic calcareous nannofossils. *In: H. M. Bolli, J. B. Saunders & K. Perch-Nielsen (eds.). Plankton stratigraphy. Cambridge University Press, 427–554.*

Polák, M., Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Olšavský, M., Pristaš, J., Siman, P., Buček, S., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J., & Šimon, L., 2003a: Geologická mapa Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Polák, M., Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Vozárová, A., Olšavský, M., Siman, P., Buček, S., Siráňová, Z., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J., Šimon, L., Pristaš, J., Kubeš, P., Zakovič, M., Liščák, P., Žáková, E., Boorová, D., & Vaněková, H., 2003b: Vysvetlivky ku Geologickej mape Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny. *Bratislava, Vyd. D. Štúra.*

Pulec, M., Bystrická, H., Franko, O., Gazda, S., Karolus, K., Karolusová, E., Kraus, I., Papšová, J., Planderová, E., Samuel, O., Sitár, V., Snopková, P., Škvarka, L., Váňová, M., & Vrána, S., 1967: Geologický výskum terciéru vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava*

Vathi, K., 1998: A note on the first occurrence of Helicosphaera carteri in the Early Oligocene (NP 23, *Sphenolithus predistentus* zone). *Journal of Nannoplankton Research, 20, 1, 39–43.*

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia Slovaca, roč. 38, č. 1

Obsah

Úloha oxidu uhličitého ako skleníkového plynu vo svetle paleoklimatických záznamov 1
Kongres Slovenskej geologickej spoločnosti 5
Etická komisia SGS: Áno či nie? 7
Slovenská geologická spoločnosť pri SAV
Súhrnná správa o činnosti za rok 2005 8
Zápisnica z valného zhromaždenia SGS 9
Jubilanti SGS v roku 2006 10

Úloha oxidu uhličitého ako skleníkového plynu vo svetle paleoklimatických záznamov

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

Švédsky chemik a nositeľ Nobelovej ceny Arrhenius (1903) vyjadril predpoklad, že rast obsahu oxidu uhličitého (CO_2) v ovzduší vedie k rastu teploty a ten ku klimatickým zmenám, ktoré v minulosti boli príčinou striedania glaciálov a interglaciálov. Skleníkový efekt a ním vyvolané globálne otepľovanie významne ovplyvňuje aj koncentrácia ďalších plynov, najmä metánu, halogénových uhľovodíkov, oxidu dusného, ozónu a freónov. Spomedzi spomenutých faktorov je najdôležitejšia koncentrácia vodnej pary, ktorá zase závisí od klimatických podmienok (Global change..., 1991).

Súčasný znepokojujúci stav podnebia na Zemi je iba nepatrným zlomkom miliardy rokov trvajúcej evolúcie. Kippenhahn (1993) a Karner (1999) upozornili na to, že sa anomálie vo vývoji zemskej klímy opakujú v cykloch (obr. 1). Najstaršie informácie o klimatických podmienkach na Zemi sú spred 3,2 miliárd rokov (Eriksson a Simpson, 2000). V tom čase bola koncentrácia CO_2 v atmosfére 22-krát, pred 2,6 miliardami rokov 12- až 20-krát a koncom proterozoika ešte stále 10- až 20-krát vyššia ako dnes (Karhu a Holland, 1996). Obsah CO_2 v atmosfére za ostatných 500 miliónov rokov bol v šestnástich intervaloch podstatne vyšší ako v súčasnosti. Michalík (2000) konštatuje, že napriek tomu, že ešte aj pred 480–450 miliónmi rokov predstavovalo množstvo CO_2 v atmosfére Zeme 10- až 16-násobok súčasného, na južnom kontinente Gondwana sa zaľadnenie zachovalo (Kump et al., 1999; Patterson, 2004). Vysoký obsah CO_2 sa udržal aj v milión rokov trvajúcom chladnom období, ktoré bolo príčinou poklesu morskej hladiny o 45–60 m.

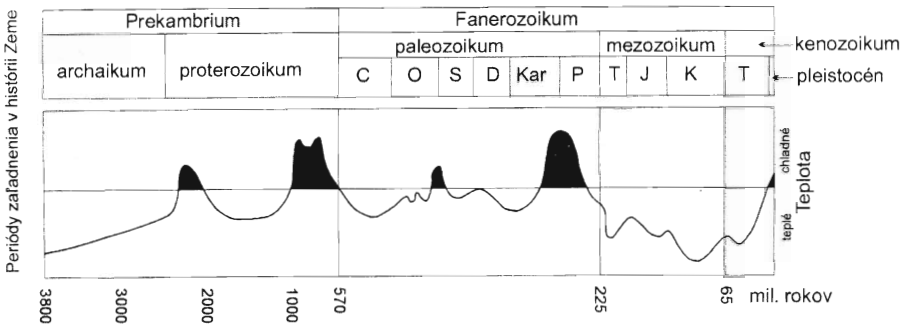
Pred niečo viac ako miliónom rokov nastali na Zemi klimatické podmienky glaciálneho typu (geológia rozlišuje 29 až 33 glaciálnych intervalov; obr. 2). Pred 485–445 tisíc rokmi morská hladina ako dôsledok zaľadnenia oproti dnešnej poklesla o 140 m a ľadovce v oceánoch plávali až do Mexického zálivu. V najteplejšom interglaciáli za posledný milión rokov – od 423 tisíc do 360 tisíc rokov – bola morská hladina 20 m nad jej súčasnou úrovňou a polárne oblasti boli zaľadnené v menšom rozsahu ako dnes. V súčasnom miernom pásme vládli subtropické a tropické klimatické pomery (Reháková a Michalík, 1999; Davis, 2001; Michalík, 2002a).

Paleoklimatický výskum radu vedcov (Priem, 2000; Veizer, 2000; Kürschner, 2001; Monnin, 2001; Reasoner, 2000, a i.) ukázal, že sa obsah CO_2 v atmosfére Zeme ani pri prechode z teplého obdobia do posledného glaciálu prvých niekoľko tisíc rokov podstatne nezmenil, ba často je dokonca sledovateľný opačný trend – rast jeho obsahu v chladných periódach. Napr. plynule rástol aj pri prudkom ochladení v mladšom dryase asi pred 8000 rokmi (obr. 3).

Veľké klimatické zmeny sú pozorovateľné aj v historickej dobe. Napr. v 11. až 13. stor. boli v Európe dlhé a horúce letá a mierne, teplé a krátke zimy. Grónsko bolo v tom období zelené a v súčasnosti veľmi drsné, veterné a chladné pobrežie Newfoundlandu nazvali Vikingovia Vinland – krajina vína. Roku 1306 bola prvá krutá zima po 300 rokoch a roku 1310 zamrzol vinič vo Francúzsku aj v severnom Taliansku. Nastalo obdobie chladu a daždov. Letá boli chladné, sychravé a krátke (sneh sa z polí neraz strácal až koncom mája a na konci septembra znova pokrýval celú krajinu). Obilie nestihlo dozrieť a zhnilo na koreni (Bouzek, 1982). Európa sa začala otepľovať až koncom 15. stor. Po *malej ľadovej dobe* v 17. stor. prišlo v 19. stor. nové otepľovanie a trvá doteraz.

Funkcia CO_2 ako skleníkového plynu

Najdôležitejším procesom ovplyvňujúcim geochemický uhlíkový cyklus je kolobeh CO_2 v prírode, ktorý sa označuje aj ako *pumpa* CO_2. Pri ňom sa atmosférický CO_2 rozpúšťa v morskej vode, organizmy



Obr. 1. Klimatické zmeny v histórii Zeme. C – kambrium, O – ordovik, S – silúr, D – devón, Kar – karbón, P – perm, T – trias, J – jura, K – krieda (Priem, 2000).

ho využívajú na tvorbu organických tiel, hlavne uhličitanových schránok, tie klesajú na morské dno a hromadia sa v podobe vápenca (Priem, 2000):

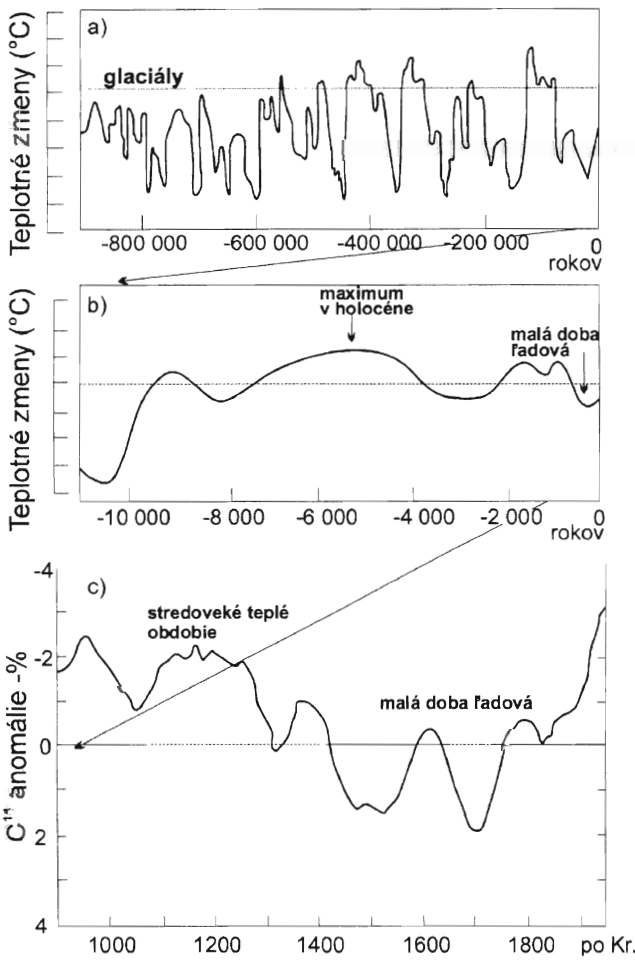
$$CO_{2(g)} + H_2O > CO_2.H_2O$$
$$CO_2.H_2O > H^+ + HCO_3$$
$$Ca^{2+}2HCO_3 > CaCO_3 + H_2O + CO_2$$

Skleníkový efekt je riadený CO_2, a to reakciou medzi morom a atmosférou, ktorú podporujú fotosyntetizujúce mikroorganizmy, najmä zo skupiny jednobunkových rias. Dominantné postavenie medzi nimi má *Emiliana huxleyi* (Cílek, 1992). Povrch mora je vo vrstve niekoľkých desatín mm oveľa chladnejší ako povrchová vrstva vodnej masy, a to až o 0,1 až 0,2 °C. CO_2 sa lepšie rozpúšťa v chladnej vode, a preto je hraničná vrstvička medzi hydrosférou a atmosférou pri regulácii obsahu CO_2 v morskej vode aj v atmosfére mimoriadne dôležitá.

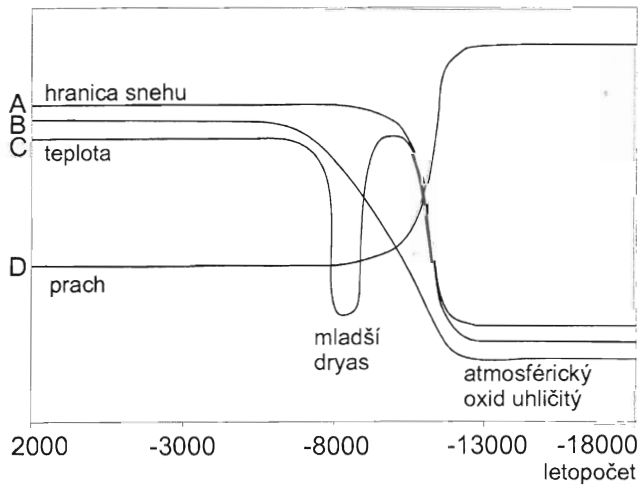
Koncentrácia CO_2 v atmosfére Zeme pred priemyselnou revolúciou sa odhaduje približne na 290 ppm (0,029 %) a pred neolitom, keď do rovnováhy uhlíkového cyklu v prírode prvý raz zasiahol človek, asi neprekročila 260 ppm. V súčasnosti do zemskej atmosféry v podobe CO_2 ročne unikajú tri miliardy t C (Global environmental outlook, 2000). Zdrojom tohto znečisťovania je hlavne spaľovanie fosílneho paliva rozličného druhu, čo veľmi narúša rovnováhu uhlíkového cyklu. Znečisťovanie môže viesť k výraznému otepleniu na Zemi a mať negatívny vplyv na zloženie atmosféry, jej cirkuláciu, na lesy, rastlinný kryt, zásobu pitnej vody, poľnohospodársku produkciu, zdravie ľudí, biodiverzitu flóry a fauny, ako aj na výšku hladiny oceánov.

Atmosféra v súčasnosti obsahuje 345 ppm CO_2 a jeho ročný prírastok je 1–5 ppm, z čoho asi 80 % pochádza zo spaľovania fosílnych palív. Polovicu produkcie CO_2 absorbujú oceány (Killops a Killops, 1993).

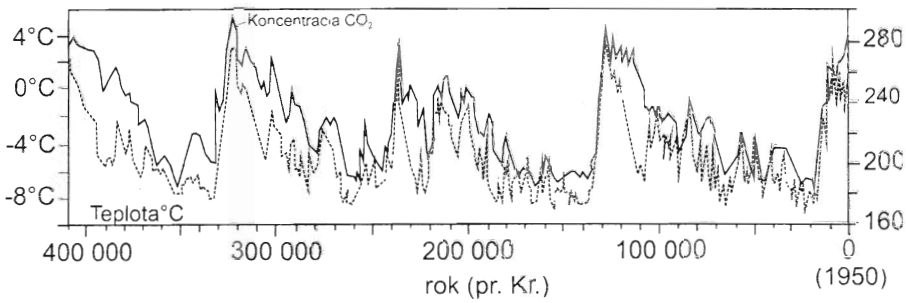
Treba mať na pamäti, že uhlíkový cyklus je mimoriadne zložitý mechanizmus. Napr. rastliny dokážu viazať C z ovzdušia len pri



Obr. 2. a), b) – variácie teploty v rôznych časových intervaloch a c) kolísania obsahu izotopu C^{14} v ostatných dvoch tisícročiach (Priem, 2000).



Obr. 3. A – zmeny hranice snehu, B – zmeny koncentrácie CO_2 v ovzduší, C – zastavenie *hlbokého slaného prúdu* v dryase a prudké ochladenie (návrat klimatických podmienok do glaciálu), D – zmeny prašnosti ovzdušia za ostatných 18 tisíc rokov (Cílek, 1992).



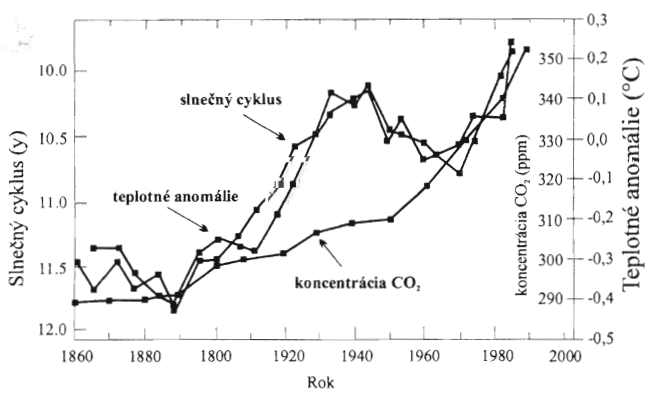
Obr. 4. Medzi obsahom CO_2 v atmosfére a globálnou teplotou v ostatných 500 tisíc rokoch sa zaznamenala výrazná pozitívna korelácia (Global environment outlook, 2000)

dostatočnom množstve vody, ktorá je „motorom" tohto kolobehu. Na jednu molekulu CO_2 potrebujú tisíc molekúl vody, inak povedané, z ovzdušia môžu odňať len toľko CO_2, koľko majú k dispozícii vody na vyparovanie.

Všetky prejavy skleníkového efektu nemožno odhadnúť jednoznačne. Všeobecne sa predpokladá, že by mal viesť k výraznému globálnemu otepleniu, ale vznik glaciálnych podmienok v ordoviku napriek mimoriadne vysokému obsahu CO_2 v ovzduší ukazuje, že mechanizmus regulácie teplotného režimu atmosféry Zeme je mimoriadne zložitý. Štúdium paleoklimatických pomerov Zeme za ostatný pol milión rokov síce potvrdilo, že rastúci obsah CO_2 v atmosfére silno koreluje so zvýšenou globálnou teplotou Zeme (obr. 4), ale novší detailný výskum ukázal, že najprv rástla globálna teplota a až potom – asi 800 až 1000 rokov neskôr – začal stúpať obsah CO_2. Rast obsahu CO_2 v ovzduší bol teda v geologickej minulosti spravidla dôsledkom rastu teploty, nie naopak (Veizer et al., 2000; Patterson, 2004).

Patterson (l. c.) podobne upozorňuje na to, že rast globálnej teploty pred rokom 1940 ťažko možno vysvetliť ako dôsledok pôsobenia skleníkového efektu CO_2, lebo 80 % antropickej produkcie CO_2 sa viaže až na časový úsek po druhej svetovej vojne, a rovnako problematická je aj interpretácia 30 rokov trvajúceho „ochladenia" v spomenutom povojnovom období (obr. 5), v ktorom obsah CO_2 v atmosfére dramaticky rástol.

Veizer (2000) opísal vplyv slnečného žiarenia a kozmickej radiácie na klimatické zmeny. Kozmická radiácia je vlastne prúd neutrónov a protónov, ktoré periodicky vznikajú pri výbuchu supernov a bombardujú solárny systém. Zistil existenciu pozitívnej korelácie na jednej strane medzi slnečným cyklom a kozmickou radiáciou, ktorá funguje ako „zosilňovač", a na druhej strane medzi nízkou oblačnosťou (obr. 6) a teplotnými klimatickými zmenami. Táto korelácia je oveľa jednoznačnejšia ako medzi obsahom CO_2 a teplotou (obr. 5) a mohla by azda vysvetľovať aj známky globálneho



Obr. 5. Teplotné anomálie korelujú výraznejšie s parametrami slnečného cyklu ako s obsahom CO_2 v ovzduší (Patterson, 2005).

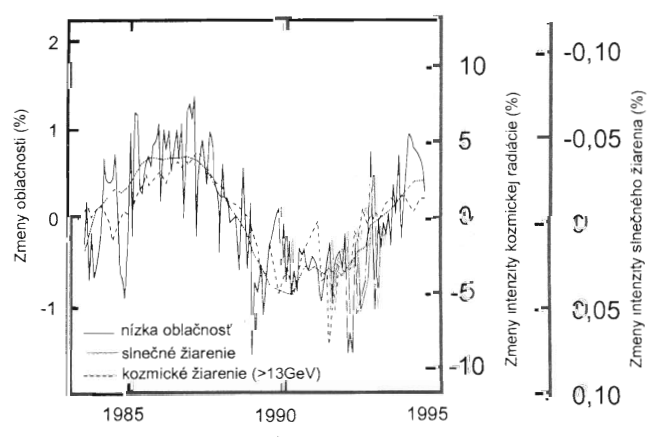
otepľovania, ktoré výskumníci z NASA zaregistrovali na Marse.

Pravidelne sa striedajú glaciály a interglaciály nás oprávňujú zamyslieť sa aj nad mechanizmom, ktorý striedanie spôsobuje, a položiť otázku, či by práve očakávané globálne oteplenie túto viac ako milión rokov sa prejavujúcu periodickú závislosť mohlo zvrátiť.

Podľa viacerých paleoklimatológov (Broecker, 1990; Michalík, 2000; Cílek, 1992, a i.) by globálne oteplenie ako dôsledok skleníkového efektu mohlo potrebné teplotné a hustotné gradienty oceánskej vody spôsobujúce jej prúdenie eliminovať. Rozdiel medzi priemernou teplotou na rovníku a na póloch prispieva k vzniku silného atmosférického aj oceánskeho prúdenia. Voda Golfského prúdu sa v okolí Islandu ochladzuje z 12–13 na 2–3 °C, jej hustota rastie a klesá do väčšej hĺbky. Hustotu a salinitu vody Golfského prúdu pomáha zvyšovať aj intenzívnejšie vyparovanie tohto teplého prúdu. V hĺbke sa prúd vody stáča opačným smerom – na J, čo spolu so zmenou salinity pôsobí ako „motor" systému morských prúdov (Broecker, 1990; Reháková a Michalík, 1999).

Ak by sa teda ako dôsledok skleníkového efektu a globálneho oteplenia grónske ľadovce roztopili, ľadovcová voda by hustú vodu Golfského prúdu zriedila a prúd by klímu Britských ostrovov, západnej Európy a východnej Kanady prestal ohrievať. Degradácia Golfského prúdu by potom za istých okolností mohla spôsobiť zaľadnenie severného Atlantiku a vznik nového glaciálu. Ale pravdepodobnejší sa zdá predpoklad, že ako dôsledok ochladenia by sa ľadovce po nejakom čase prestali roztápať a Golfský prúd by sa postupne vrátil k svojmu súčasnému režimu, podľa Broeckera (1990) bol takýto proces najpravdepodobnejšou príčinou striedania glaciálov a interglaciálov.

Z hľadiska teplotnej regulácie Zeme je ešte významnejší *hlboký slaný prúd*. Ten je najväčším systémom globálnej cirkulácie a jeho oslabenie by malo mimoriadne dôsledky pre klímu celej našej



Obr. 6. Zmeny v intenzite slnečného žiarenia a kozmickej radiácie výrazne kopírujú trend nízkej oblačnosti (Veizer et al., 2000).

planéty. Tento prúd v rovníkovej oblasti kumuluje teplotu aj salinitu, a keď v severnej časti Atlantického oceána medzi Hebridami a Islandom vystupuje z hĺbky 800 m, má stále teplotu 10 °C, rýchlo sa ochladzuje na 2 °C a stáča sa na JZ, smerom na Labradorský polostrov. Tam sa opäť ponára, tečie na J, pod Mysom dobrej nádeje sa stáča na V, z J obteká Austráliu a odtiaľ mieri na západné pobrežie Mexika.

Zdá sa, že *hlboký slaný prúd* počas glaciálov zaniká, severnú Európu nezohrieva, v nej sa hromadí sneh a rastú kontinentálne ľadovce. Podľa Bolyeho (1990) je *hlboký slaný prúd* asi najzraniteľnejším článkom reťaze globálnych zmien a mechanizmus jeho periodického zanikania nie je dostatočne známy.

Geologické poznatky o vývoji klimatických podmienok Zeme svedčia o tom, že z krátkodobej perspektívy – z pohľadu niekoľkých generácií – bude ľudstvo zrejme musieť čeliť problémom súvisiacim s oteplením, ale z dlhodobejšieho hľadiska – napr. niekoľkých storočí – asi nebude možno ochladzovanie zastaviť. Na základe extrapolácie zákonitostí geologického vývoja sa dá predpokladať, že bez vplyvu človeka by prirodzené otepľovanie mohlo pokračovať do roku 2400 a potom sa dá očakávať náhle ochladenie (Campbell et al., 1998).

Možno ešte globálne zmeny klímy zastaviť?

Napriek tomu, že význam CO_2 ako skleníkového plynu je nesporný, najnovší paleoklimatologický výskum priamočiaru závislosť medzi obsahom CO_2 v atmosfére a globálnym otepľovaním čiastočne prehodnotil. Medzi príčinami globálnych klimatických zmien sa uvádza aj zmena intenzity slnečného žiarenia. Hoci ešte donedávna väčšina vedcov predpokladala, že výkyvy v solárnej emisivite nemohli byť natoľko podstatné, aby boli príčinou zaľadnenia planéty, dnes sa mnohí (napr. Lean, 2001; Veizer, 2000, a i.) prikláňajú k názoru, že väčšinu teplotných zmien na Zemi vyvoláva kolísanie intenzity slnečného a kozmického žiarenia, ktoré pôsobí ako iniciátor mechanizmov vedúcich ku klimatickým zmenám.

Klimatické zmeny sú bezpochyby tesne späté aj s globálnou cirkuláciou morskej vody. Podceňovať nemožno ani periodické opakovanie chladných a teplých klimatických období vo vývoji Zeme. Mechanizmus, ktorý to spôsobuje, asi disponuje s omnoho závažnejšími faktormi, ako je antropické znečisťovanie atmosféry CO_2 a inými plynmi. Keby sa to potvrdilo, potom by ani zníženie emisií CO_2 nemuselo viesť k želanému výsledku a ľudstvo by azda čoskoro muselo čeliť závažným globálnym klimatickým zmenám.

Nepríjemným a varujúcim geologickým poznatkom a skúsenosťou je, že klimatické zmeny spravidla neprichádzajú postupne, ale náhle a mávajú aj katastrofálne dôsledky pre živé organizmy a ľudskú civilizáciu.

Mnohé javy naznačujú, že Zem pravdepodobne prechádza štádiom globálnych klimatických zmien. Bez podceňovania alarmujúcich faktorov, ktoré signalizujú znepokojujúci stav zemskej klímy a trestuhodné znečisťovanie atmosféry, si treba uvedomiť, že klimatické zmeny nie sú vo vývoji Zeme niečím výnimočným. Paleoklimatické údaje dokumentujú, že ochladzovanie a otepľovanie zemského ovzdušia v geologickej minulosti nezáviselo iba od premenlivého obsahu CO_2 a ďalších skleníkových plynov v atmosfére. To pri prognózach nabáda na väčšiu opatrnosť a upozorňuje na nevyhnutnosť brať do úvahy oveľa viac faktorov, ako sa to robilo doteraz.

Literatúra

Arrhenius, S. A., 1903: Lehrbuch der Kosmischen Physik Vol. I und II Verlag S. Hirschel Leipzig, 1026.

Boyle, E., 1990: The problem of the atmospheric CO_2 invasion of the surface sea-level. *Scientific American, 43, 44–49.*

Bouzek, J., 1982: Klimatické změny dřívě a dnes. *Vesmír, 71, 5, 255–256.*

Broecker, W. S., Peng, T. H., Jouzel, J., & Russell, G., 1990: The magnitude of global freshwater transports of importance to ocean circulation. *Climate Dynamics, 4, 73–79.*

Campbell, I. D., Campbell, C., Apps, M. J., Rutter, N. W., & Bush, A. B. G., 1998: Late Holocene 1500 year climatic periodocites and their implications. *Geology, 26, 5, 471–473.*

Cílek, V., 1992: Oceán a oxid uhličitý v atmosfére. *Vesmír, 71, 9, 485–490.*

Davis, E., 2001 Range shift and adoptive responses to Quarternary climate change. *Science, 292, 673.*

Eriksson, K. A., & Simpson, E. L., 2000: Quantifying the oldest tidal record. The 3.2 Ga Moodies Group. Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Geology, 28, 9, 831–834.*

Global environment outlook, 2000: London, Earthscan Publications, 398.

Global change newsletter, 1991 New York, 7, 78–79.

Karhu, J. A., & Holland, H. D., 1996: Carbon isotopes and the rise of atmospheric oxygen. *Geology, 24, 10, 867–870.*

Karner, Z., 1999: Paleoclimate: A causality problem for Milankovitch. *Science, 288, 2143.*

Killops, S. D., & Killops, V. J., 1993: An introduction to organic geochemistry. Longman Group UK Ltd., 265.

Kippenhahn, R., 1993: Der Stern von dem wir leben. *Drsch. Verlanganstalt (Stuttgart), 275.*

Lean, F., 2001: Perspectives: Sun-climate connections: Earth's response to a variable sun. *Science, 292, 234.*

Michalík, J., 2002: Čo vieme o vývoji podnebia na Zemi? Projekt Visegrádskeho fondu Warning against abrupt climate (greenhouse) changes as followed from geological knowledge of the Earth. *Mineralia Slov., 2, 135–142.*

Michalík, J., 2002a: Pred nami je ľadová doba. *Quark, 7, 1, 6–7*

Monnin, F., 2001 Atmospheric CO_2-concentrations over the last glacial termination. *Science, 291, 112.*

Patterson, T., 2004: The global record and climate change. *Regulation and Reality Conference, Toronto, 48–59.*

Priem, H. N. A., 2000: Climate change: the human influence analysed. European Council of Skeptical Organizations (ESCO) on the occasion of the inauguration of the European Centre for Inquiry, Rossdorf, 1–9.

Reasoner, F., 2000: Rapid response of alpine timerline vegetation to the Younger Dryas climate oscillation in the Colorado Rocky Mountains, USA. *Geology, 8, 51*

Reháková, D., & Michalík, J., 1999: Zaľadnenie severnej pologule koncom kenozoika – záhadná klimatická zmena. *Mineralia Slov., 5–6, Geovestník, 1–5.*

Veizer, J., Godderis, Y., & Francois, L. M., 2000: Evidence for decoupling of atmospheric CO_2 and global climate during the Phanerozoic eon. *Nature, 698–701*

Kongres Slovenskej geologickej spoločnosti 2005 Zemplínska šírava, Medvedia hora 20.–23. jún 2005

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 samostatným subjektom stala v roku 1967 a právnu subjektivitu má od roku 1991.

V rokoch 1933 až 1993 sa dovedna konalo 27 zjazdov ČSMG a SGS. Po vzniku samostatnej Slovenskej republiky SGS zorganizovala tri vlastné zjazdy – v Spišskej Novej Vsi (1995), v Bratislave (1997) a v Banskej Štiavnici (2001). Kongres SGS 2005 bol 31. celoštátnym podujatím geologických spoločností pôsobiacich na území Česko-Slovenska a Slovenska, 11. na Slovensku, 14. za existencie samostatnej SGS, 4. v ére Slovenskej republiky a 1. kongresom SGS po vstupe Slovenskej republiky do Európskej únie.

V posledných dvadsiatich piatich rokoch sa na východnom Slovensku konalo už niekoľko tematicky zameraných konferencií, ale do Zemplína zavítal kongres SGS prvý raz. Bizarnosť skalných útvarov nachádzajúcich sa v tomto regióne, ako aj v susediacom Šariši, Above, Gemeri a na Spiši mimoriadne pôsobivo charakterizuje geologickú minulosť tejto úchvatnej krajiny. Prírodné krásy, ich rozmanitosť a príťažlivosť v každom ročnom období, množstvo kultúrnohistorických pamiatok, veľmi dobré možnosti na turistiku a rekreáciu ruka v ruke s príslovečnou srdečnosťou a so živými ľudovými tradíciami obyvateľstva sú pre tento kus Slovenska príznačné. Na južných svahoch vulkanických Vihorlatských vrchov, ako aj v tokajskej oblasti sa obyvateľom dodnes darí pestovať vinič hroznorodý, charakteristický pre túto oblasť (Tibava, Vinné, Viničky, Streda nad Bodrogom a i..), a pripravovať víno vynikajúcej kvality. Nie nadarmo sa o tokajskom hovorí ako o víne kráľov či o kráľovi vína.

V tomto regióne sa narodil a pracoval rad významných slovenských geológov. Kongres SGS práve v tejto časti slovenskej krajiny vzdal hold im a ich prácі vykonanej v minulosti a vykonávanej dnes a stal sa zároveň vhodnou príležitosťou na predstavenie nových možností rozvoja geológie a jej ekonomického prínosu do budúcnosti. Na kongrese bol prezentovaný rad nových poznatkov z rozličných geologických odborov.

Nakrátko sa ešte vrátime do kongresových dní a nadýchame sa trocha atmosféry tohto zdarného podujatia.

Kongres SGS sa konal 20.–23. júna 2005 na Medvedej hore v priestoroch vojenskej zotavovne a hotela Zemplínska šírava. V hoteli boli všetky odborné zasadnutia kongresu s vyše 150 účastníkmi, ako aj štyroch odborných sekcií. Hlavné tézy kongresu vychádzali z meniaceho sa postavenia geológie v treťom tisícročí, ktoré vytýčil 32. svetový geologický kongres vo Florencii v roku 2004. Hlavný obsah kongresu SGS 2005 vyjadruje jeho motto ***Minulosť, prítomnosť a budúcnosť geologického poznávania (renesancia geológie).***

Kongres SGS 2005 sa konal pod záštitou ministra životného prostredia SR Lászlóa Miklósa a predsedu Košického samosprávneho kraja Rudolfa Bauera a jeho garantom bol doc. RNDr. Michal Kaličiak, RNDr. Pavol Grecula, DrSc., a prof. RNDr. Stanislav Jacko, CSc. Organizáciou kongresu bola poctená košická pobočka SGS, ktorá ho pripravila v spolupráci so ŠGÚDŠ.

Odborné rokovanie prebiehalo v štyroch sekciách: A. Geologický vývoj, charakter a genéza paleozoických a mezozoických jednotiek, B. Geologický vývoj, charakter a genéza kenozoických jednotiek, C. Geologický a technologický výskum nerastných surovín a D. Environmentálna geológia.

Účastníci kongresu pochádzali zo siedmich krajín. Popri slovenských účastníkoch sa odbornými príspevkami – odbornými referátmi, prednáškami a postermi – predstavili aj geológovia z rozličných vedeckých ustanovizní (z univerzít a z geologických ústavov akadémií vied) – z Česka, Poľska, Ukrajiny, Rumunska, Maďarska a Rakúska. Z domácich účastníkov mali najbohatšie zastúpenie geológovia zo ŠGÚDŠ, z Prírodovedeckej fakulty UK, z Geologického ústavu SAV v Bratislave a v Banskej Bystrici, z Fakulty BERG TU v Košiciach a z geologickej sekcie Ministerstva životného prostredia SR, no nechýbali ani geológovia z iných organizácií alebo zo súkromných spoločností. Zo zahraničia prišlo viac zaujímavých hostí. Nechýbala medzi nimi prof. A. Slaczka, prof. N. Oszcypko, prof. Birkenmajer, prof. J. Rajchel z Poľska, prof. V. Hoeck z Rakúska, prof. C. Ionescu z Rumunska, Dr. Z. Pécskay a Dr. K. Balogh z Maďarska a mnohí ďalší. Počas dvoch rokovacích dní bolo prednesených vyše 90 odborných referátov či prednášok a zverejnených viac ako 40 posterov.

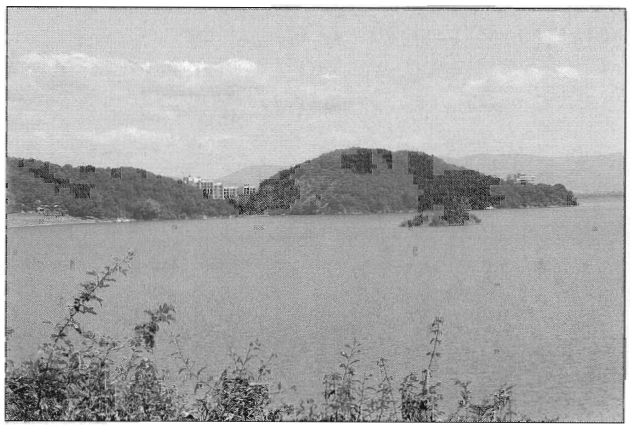
Otvárací ceremoniál 20. júna 2005 sa začal uvítacím prejavom predsedu SGS Ladislava Šimona a predsedu organizačného výboru kongresu Branislava Žeca. Prípitky a zdravice kongresu potom predniesol rad politických a vedeckých osobností. Po nich nasledovali referáty a prednášky v pléne a niesli sa v duchu motta kongresu. Pavol Grecula sa venoval spomienke na osobnosti slovenskej geológie pochádzajúcich z východu Slovenska a na tých, ktorí sa vedno s nimi zaslúžili o jeho rozvoj, Michal Kaličiak a Jozef Franzen sa zaoberali súčasným stavom a perspektívami geológie na Slovensku, Jozef Michalík, Igor Petrík, Jozef Soták a Dušan Plašienka výstižne charakterizovali minulosť Zeme ako kľúč do budúcnosti ľudstva. Potom boli ocenení významné osobnosti geologickej pospolitosti. Diplom čestného člena SGS prevzal Dr. O. Franko a prof. S. Jacko a Medailu Jána Slávika doc. M. Kaličiak, prof. I. Kraus, doc. R. Holzer a prof. M. Kováč. Pokračovaním otváracieho ceremoniálu bola aj večerná uvítacia recepcia s krátkym kultúrnym programom.

21. a 22. júna 2005 prebiehalo vedecké rokovanie v sekciách. V každej bolo viac ako 25 vystúpení. Rokovalo sa dopoludnia (8.30–12.00) aj popoludní (14.00–17.00). Každý vystupujúci mal 12 minút na prednes a tri minúty na diskusiu. V sekciách sa predstavovali aj postery (bolo ich vyše 40). Podvečer prijal účastníkov kongresu primátor Michaloviec. Obsahom toho stretnutia bola aj história a súčasnosť mesta.

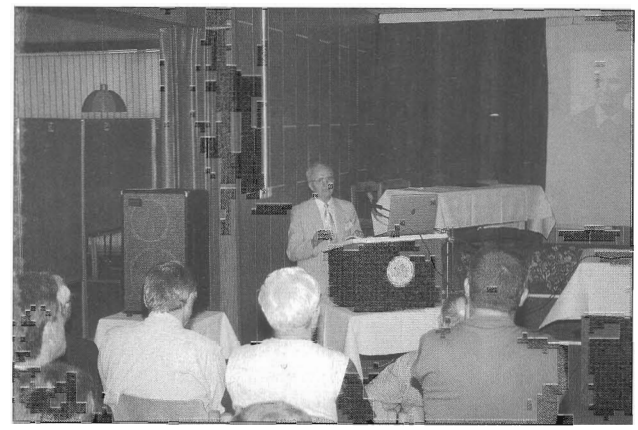
Počas kongresu zasadala stratigrafická komisia a konali sa aj voľby do národného geologického komitétu. V rámci kongresu bola aj prezentačno-predajná výstava Geoexpo spojená s prezentáciou odborných publikácií a geologických máp ŠGÚDŠ rozličnej mierky. Fa Olympus zároveň predstavila mikroskopy využiteľné pri geologickom výskume.

Záverečný ceremoniál kongresu prebiehal 22. júna 2005 v tokajskej oblasti a účastníci sa mohli zoznámiť s krásou dolného Zemplína, ba aj ochutnať jeho nájkrajšie plody v podobe výborného tokajského vína (v pivnici u Ostrožoviča vo Veľkej Tŕni). V reštaurácii Čelejka sa kongres uzavrel slávnostným ceremoniálom, prípitkami a krátkym kultúrnym programom.

23. júna 2005 kongres pokračoval terénnymi exkurziami po východnom Slovensku. Exkurzia A na ôsmich lokalitách priblížila účastníkom vybrané transekty paleozoika a mezozoika, exkurzia B



Obr. 1. Kongres SGS 2005 sa konal 20.–23. júna 2005 v priestoroch vojenskej zotavovne a hotela Zemplínska šírava v malebnom prírodnom prostredí Medvedej hory na Zemplínskej šírave

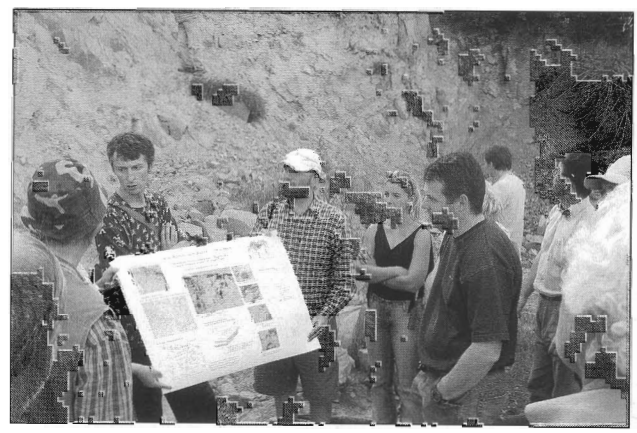


Obr. 2. Odborné rokovanie za účasti vyše 150 odborníkov prebiehalo v štyroch paralelných sekciách. Pohľad na vystúpenie P. Greculu o osobnostiach slovenskej geológie pochádzajúcich z východného Slovenska 20. júna 2005

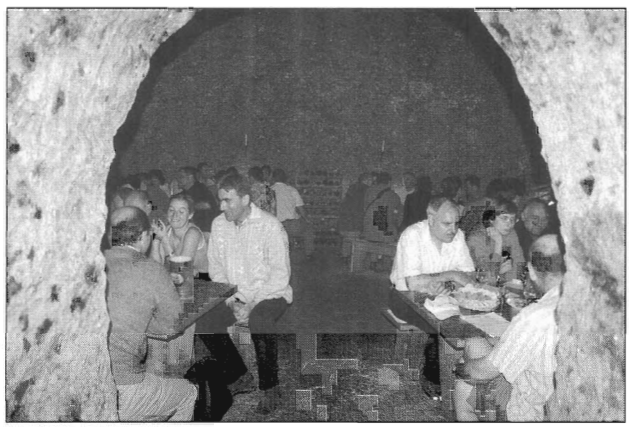
Obr. 3. Uvítacia recepcia 20. júna 2005 spojená s prehliadkou ľudových tradícií východného Slovenska

Obr. 4. Geoexpo – predaj geologických máp a literatúry

Obr. 5. Posterová sekcia 21. júna 2005



Obr. 6. Účastníci geologickej exkurzie po vybraných transektoch kenozoika východného Slovenska (exkurzia B, lokalita Košarovce), ktorá bola 23. júna 2005 jednou zo štyroch paralelných exkurzných trás



Obr. 7. Návšteva tokajskej oblasti 22. júna 2005 spojená s degustáciou tokajského vína v pivnici u Ostrožoviča vo Veľkej Tŕni

Obr. 8. Slávnostné ukončenie kongresu SGS bolo 22. júna 2005 v reštaurácii Čelejka v tokajskej oblasti spojené s prípitkami a kultúrnym programom

sedem zaujímavých mezozoických a kenozoických lokalít – v neovulkanitoch Vihorlatských a Slanských vrchov, v bradlovom pásme v oblasti Beňatiny a v magurskej jednotke vonkajšieho flyšového pásma (račianskej, bystrickej a krynickej jednotky), exkurzia C na siedmich lokalitách vybrané rudné a nerudné suroviny východoslovenských ložísk a jej súčasťou bola aj návšteva opálovej bane Viliam v oblasti Dubníka v priestore zlatobanského vulkánu a v rámci exkurzie D sa účastníci na piatich lokalitách mali možnosť zoznámiť s inžinierskogeologickými a hydrogeologickými zaujímavosťami. Exkurzie spolu absolvovalo viac ako 100 účastníkov kongresu.

Kongres SGS 2005 na Medvedej hore splnil všetky nádeje, ktoré sa doň vkladali. V prvom rade priblížil krásy východoslovenskej krajiny, jeho geologické zaujímavosti a osobitosti, poskytol možnosť aj radu mladých pracovníkov predložiť výsledky ich vlastnej vedeckovýskumnej práce, ale predovšetkým opätovne demonštroval familiárnosť celej slovenskej geologickej pospolitosti a jej efektívnu spoluprácu aj s okolitými geologickými spoločnosťami.

Podrobné informácie o kongrese a rozsiahla fotogaléria z neho sú dostupné na internetovej stránke www.gssr-ke.sk

B. Žec, Z. Németh a *L. Šimon*

Etická komisia SGS: Áno či nie?

Informácia po valnom zhromaždení SGS na 18. zjazde na Medvedej hore na Zemplínskej šírave

Výbor SGS začiatkom júna 2005 vyzval členov SGS, aby sa elektronicky vyjadrili k potrebe vytvoriť etickú komisiu SGS, ktorej ustanovenie vyplynulo z návrhov valného zhromaždenia SGS (VZ SGS) konaného 11. marca 2005.

Diskusia o tejto otázke pokračovala aj na VZ SGS na 18. zjazde SGS na Medvedej hore na Zemplínskej šírave. Konsenzus sa nedosiahol, no väčšina účastníkov sa postavila na stranu rozšíreného výboru SGS, ktorý na zasadnutí 2. júna 2005 ustanoviť oficiálnu etickú či rozhodcovskú komisiu na pôde SGS neodporučil, aby sa SGS „nezatiahla" do potenciálnych súdnych sporov v budúcnosti. Výbor navrhol urovnávať etické spory členov SGS verejnou diskusiou na stránkach Geovestníka (prílohy časopisu Mineralia Slovaca), lebo podľa neho SGS nemôže pri riešení pracovných a etických sporov suplovať profesionálne asociácie – komory.

Výbor umožňuje členom SGS aj v ďalšom období pokračovať v elektronickej diskusii o etických otázkach a problémoch slovenskej geologickej pospolitosti a v záujme objektívnosti cituje uznesenie VZ SGS.

Uznesenie 1/2/2005: *„VZ SGS berie na vedomie prebehnutú diskusiu o zriadení etickej komisie SGS a zaväzuje výbor SGS pripraviť informáciu o možnosti riešiť etické problémy geologickej pospolitosti prostredníctvom priestoru na stránkach Geovestníka Mineralia Slovaca."*

Výbor rešpektuje rozhodnutie členov SGS a v priamej diskusii na stránkach Geovestníka vidí najlepšie riešenie všetkých potenciálnych etických sporov členov SGS, a preto ich vyzýva, aby prípadné etické, autorské a iné problémy, ktoré by chceli riešiť „etickou komisiou", doručili vo vhodnej písomnej (alebo elektronickej) forme výboru SGS. Ten ich pošle do redakcie časopisu Mineralia Slovaca a v čo možno najkratšom čase budú publikované v Geovestníku.

M. Kohút (v zastúpení výboru SGS)

Slovenská geologická spoločnosť pri SAV

Súhrnná správa o činnosti za rok 2005

Pobočky: 3 (Bratislava, Banská Bystrica, Košice)
Sekcie: Slovenská geologická spoločnosť má 13 odborných skupín vyčlenených podľa špecializácie – geofyzikálnu, geochemicko-mineralogickú, hydrogeologickú, inžinierskogeologickú, ložiskovú, paleontologickú, sedimentologickú, štruktúrnogeologickú, vulkanologickú, ropnej geológie, uhoľnej geológie, zberateľov nerastov a skamenelín a gemologickú
Komisie: 1 (komisia pre nomenklatúru a terminológiu v mineralógii)

Organizačné akcie SGS v roku 2005

V roku 2005 sa konali dve valné zhromaždenia SGS, dve schôdzky rozšíreného výboru SGS a viac stretnutí užšieho výboru SGS.

Výbor SGS od 10. 3. 2005 pracuje v tomto zložení:

RNDr. Ladislav Šimon, PhD. – predseda
RNDr. Milan Kohút, CSc. – podpredseda
Ing. Zoltán Németh, PhD. – vedecký tajomník
RNDr. Ľubica Iglárová – hospodárka
Ing. Branislav Žec, CSc. – člen
RNDr. Stanislav Jeleň, CSc. – člen
Mgr. Marianna Slamková, PhD. – člen
RNDr. Pavol Uher, CSc. – člen
RNDr. Juraj Maglay – člen
RNDr. Peter Kováč, CSc. – člen
RNDr. František Bakoš, PhD. – člen

Odborná činnosť SGS v roku 2005

Semináre a prednáškové popoludnia

Jednodňové tematicky zamerané odborné semináre a prednáškové popoludnia spolu s individuálnymi prednáškami tvoria základ vedeckej činnosti SGS. V roku 2005 bolo 23 takýchto akcií a predniesla sa na nich 67 individuálnych a kolektívnych odborných referátov a prednášok. V auditóriách sa vystriedalo vyše 450 účastníkov. Akcie organizovali odborné skupiny a pobočky SGS. Okrem toho sa konal Kongres SGS 2005 (informácie o ňom sú inde). SGS sa spolu s geologickým oddelením Prírodovedného múzea Slovenského národného múzea zúčastnila aj na organizovaní medzinárodného stretnutia zberateľov nerastov a skamenelín, ktoré významne pomáha propagovať geologické vedy medzi širokou verejnosťou.

Zahraniční lektori

V roku 2005 v rámci akcií SGS predniesli prednášky 11 zahraniční lektori z ČR, Poľska, Belgicka, Portugalska, Talianska, USA, Rakúska a Nemecka.

Edičná činnosť

SGS sa zúčastňuje na vydávaní odborného periodika SGS a slovenských geologických organizácií Mineralia Slovaca. Časopis publikuje vedecké príspevky z oblasti geovedného výskumu na Slovensku, ktorých autormi sú väčšinou členovia SGS. Súčasťou časopisu je aj príloha Geovestník, informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo a životné prostredie. Značnú časť Geovestníka tvoria informácie o činnosti SGS – harmonogram akcií pobočiek a odborných skupín, správy o činnosti a iné závažné dokumenty, rozličné informačné a koncepčné materiály, zdravice jubilantom, nekrológy a spomienkové črty, informácie o medzinárodných podujatiach, recenzie a abstrakty z odborných akcií SGS (konferencie, semináre, prednášky). Geovestník publikuje aj vedecko-popularizačné články geologického zamerania, informačné príspevky o súčasných trendoch vývoja geológie doma a vo svete, ako aj rozličné geologické zaujímavosti.

Keďže časopis Mineralia Slovaca je geologickej verejnosti na Slovensku dobre známy a prístupný a členovia SGS majú na jeho predplatné podstatnú zľavu, pokladáme takúto formu publikovania materiálov SGS a komunikácie s členskou základňou za stále najvýhodnejšiu. Finančný príspevok SGS na vydávanie časopisu vo výške 10 000,- Sk bol uhradený z dotácie RVS pri SAV.

Členská základňa

Počet členov SGS v roku 2005 mierne stúpol. Napriek tomu, že sa v posledných rokoch musela zrušiť pobočka SGS v Žiline a Spišskej Novej Vsi, záujem o vstup do SGS, najmä mladých geológov, rastie. SGS v súčasnosti eviduje 285 riadnych, 19 domácich a 23 zahraničných čestných členov.

Členstvo SGS v medzinárodných nevládnych organizáciách

SGS je od roku 1993 členom Asociácie európskych geologických spoločností (AEGS). Hlavným cieľom AEGS je upevňovanie kontaktov, výmena skúseností a ideí medzi európskymi geologickými spoločnosťami, ako aj spolupráca s mimoeurópskymi organizáciami. Asociácia každé dva roky organizuje plenárne stretnutia spojené s vedeckými konferenciami (Meeting AEGS).

Členský príspevok SGS v AEGS je 100 EÚR. Za rok 2005 bol uhradený prostredníctvom RVS pri SAV z prostriedkov MŠ SR.

RNDr. Ladislav Šimon, PhD., predseda SGS

Bratislava 31. januára 2006

Zápisnica z valného zhromaždenia SGS

Dátum konania: 22. 6. 2005 o 13.00 hod.

Miesto konania: Konferenčná miestnosť (sekcia B), Vojenská zotavovňa, Medvedia hora, Zemplínska šírava

Program

1. Voľba členov Národného geologického komitétu (NGK).
2. Výsledky diskusie o návrhu na vytvorenie etickej komisie SGS.

Priebeh rokovania

1. Rokovanie otvoril a viedol predseda SGS RNDr. L. Šimon, PhD. Podľa prezentačnej listiny sa na ňom zúčastnilo 45 členov SGS.
2. Predseda SGS vyzval RNDr. J. Michalíka, DrSc., aby prítomným osobitne predstavil navrhovaných kandidátov do NGK.
3. Na zhodnotenie volieb do NGK bola navrhnutá a schválená volebná komisia v zložení: RNDr. J. Michalík, DrSc. (predseda), RNDr. Michal Elečko, CSc., Mgr. František Teťák (skrutátor), Mgr. Hilda Vaněková (skrutátorka) a Mgr. Jana Kernátsová, PhD. (zapisovateľka).
4. Priebeh volieb: Z kandidátnej listiny boli tajným hlasovaním označení dvaja kandidáti z každej zúčastnenej organizácie. Hlasovanie prebehlo regulárne. Za vybraných kandidátov hlasovalo 44 účastníkov a 1 sa hlasovania zdržal.
5. Do NGK boli zvolení: Dr. Plašienka (Prírodovedecká fakulta UK) – 30 hlasov, Dr. Broska (SAV) – 27 hlasov, Dr. Bezák (ŠGÚDŠ) – 26 hlasov, Dr. Soták (SAV) – 22 hlasov, Dr. Lexa (ŠGÚDŠ) – 22 hlasov, Dr. Putiš (Prírodovedecká fakulta UK) – 20 hlasov. Sporný bol výber posledného kandidáta, lebo po 19 hlasov získali traja kandidáti – Dr. Janočko (BERG TU Košice), Dr. Janák (SAV) a Dr. Rapant (ŠGÚDŠ). Na návrh volebnej komisie akceptovať kandidáta z organizácie, ktorá ešte nemá v komitéte svojho zástupcu, bol 44 hlasmi zvolený Dr. Janočko (BERG TU Košice). Jeden člen sa hlasovania o návrhu volebnej komisie zdržal.
6. RNDr. Milan Kohút, CSc., zhodnotil priebeh diskusie o návrhu na vytvorenie etickej komisie SGS. V diskusii sa vyjadrili: Dr. Háber, Dr. Lexa, Dr. Grecula, Dr. Vass, Dr. Ivan, Dr. Kaličiak, Dr. Határ, Dr. Plašienka, Dr. Hraško a Dr. Jacko.
7. Dr. Kaličiak navrhol, aby výbor SGS pripravil informácie o spôsobe riešenia etických problémov geologickej pospolitosti na stránkach Geovestníka formou verejnej diskusie. K návrhu sa priklonila väčšina diskutujúcich (43 hlasovalo za, 2 sa hlasovania zdržali). Boli návrhy vybrať kontaktné osoby z výboru SGS, ktoré by túto verejnú diskusiu sprostredkúvali a cez Geovestník viedli (Dr. Határ). Podobne sa vyjadril aj Dr. Plašienka a v súvislosti s touto problematikou navrhol zmenu stanov SGS. Predseda SGS RNDr. Ladislav Šimon, CSc., sa vyjadril, že sa stanovy SGS budú revitalizovať. Isté pochybnosti o charaktere diskusie a stránkach Geovestníka vyjadril Dr. Hraško. Myslí si, že by sa v Geovestníku mali viac riešiť odborné ako etické problémy. Navrhol kontaktovať právnika, ktorý by sa vyjadril, či ide o etický alebo právny problém. Dr. Határ upozornil na to, že zmyslom etickej komisie nemá byť riešenie súdnych sporov, ale prebudenie spolupatričnosti, sebakontroly a svedomia každého člena SGS. Dr. Vass navrhol, aby sa eticky dotknutý člen SGS mohol obrátiť na výbor SGS so žiadosťou o vypracovanie stanoviska. Návrh uznesenia hlasovaním neprešiel. Za boli 2 hlasy, proti 5 a 38 členov sa zdržalo hlasovania.
8. VZ SGS navrhuje pokračovať v elektronickej diskusii členov SGS o etických problémoch a o voľbe etickej komisie.

Uznesenia VZ SGS

Uznesenie 1/2/2005: VZ SGS berie na vedomie diskusiu o zriadení etickej komisie, jej voľbe a navrhuje, aby výbor SGS pripravil informácie o riešení etických problémov geologickej pospolitosti na stránkach Geovestníka.
Uznesenie 2/2/2005: VZ SGS navrhuje pokračovať v mailovej diskusii členov SGS o etických problémoch a o voľbe etickej komisie.

Zapísala: Mgr. Jana Kernátsová, PhD.
Schválil: RNDr Ladislav Šimon, PhD.

V Bratislave 22. 6. 2005

Významné životné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 2006

Päťdesiatroční jubilanti

RNDr. Marián JANÁK, CSc.	31. 1. 1956
RNDr. Stanislav KAROLI, CSc.	14. 1. 1956
RNDr. Alena KLUKANOVÁ, CSc.	25. 5. 1956
RNDr. Pavel PITOŇÁK	3. 1. 1956
RNDr. Martin REPČIAK	5. 6. 1956
RNDr. Pavel BAČO	4. 1. 1956

Šesťdesiatroční jubilanti

RNDr. Jozef FRANZEN	6. 2. 1946
RNDr. Jozef HATÁR, CSc.	11. 8. 1946
Prof. RNDr. Martin CHOVAN, PhD.	4. 2. 1946
RNDr. Eduard JABLONSKÝ, CSc.	12. 10. 1946
RNDr. Eduard LUKÁČIK, CSc.	2. 7. 1946
RNDr. Jozef MICHÁLEK, CSc.	22. 12. 1946
RNDr. Jozef MICHALÍK, CSc., DrSc.	4. 8. 1946
RNDr. Bohumil MOLÁK, CSc.	22. 6. 1946
RNDr. Milan POLÁK, CSc.	6. 11. 1946
RNDr. Ľubomír POSPÍŠIL, CSc.	3. 4. 1946
RNDr. Eduard RABLOVSKÝ	10. 8. 1946
RNDr. Milan SÝKORA, CSc.	22. 9. 1946
RNDr. Matej ŠKOVRÁNEK, CSc.	11. 2. 1946

Sedemdesiatroční jubilanti

RNDr. Rudolf GABČO	2. 4. 1936
RNDr. Pavol GRECULA, DrSc.	22. 2. 1936
Doc. RNDr. Pavol HVOŽĎARA, CSc.	22. 11. 1936
Ing. Jozef HUDÁCEK	8. 11. 1936
Ing. Juraj KNÉSL	28. 7. 1936
RNDr. Ivan KRIŽANI	29. 9. 1936
RNDr. Pavol MALIK, CSc.	27. 3. 1936
Ing. Jozef SLÁVKOVSKÝ, CSc.	5. 9. 1936
Prof. RNDr. František ZABRANSKÝ, CSc.	2. 10. 1936

Sedemdesiatpäťroční jubilanti

RNDr. Vladimír BARTEK	25. 10. 1931
RNDr. Ing. Ján BURIAN, CSc.	23. 2. 1931
Doc. RNDr. Vincent ĎURKOVIČ, CSc.	16. 1. 1931
RNDr. Ondrej FRANKO, DrSc.	24. 5. 1931
RNDr. Otília JENDREJÁKOVÁ, CSc.	15. 5. 1931
Ing. Eugen KULLMAN, DrSc.	24. 5. 1931
RNDr. Laurenc ŠNOPKO, CSc.	1. 5. 1931

Osemdesiatroční jubilanti

Doc. Ing. Viliam PAŠTEKA, CSc.	30. 1. 1926

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

Rady autorom

Každý autor sa usiluje, aby jeho článok bol nielen obsahovo, ale aj graficky na vysokej úrovni. Vaše ilustrácie budú kvalitné, ak presne dodržíte naše inštrukcie.

Už pri príprave obrázka treba zvážiť, či sa umiestni na jeden stĺpec alebo na dva stĺpce, resp. na celú tlačenú stranu. Vhodne upravený obrázok (veľkosť písmen, hrúbka čiar) možno reprodukovať aj v pomere 1:1 alebo odporúčame urobiť kresby (perovky) väčšie, ako sa predpokladá ich veľkosť po vytlačení. Perovky majú byť zhotovené sýtym čiernym tušom. Pri obrázkoch urobených na počítači treba redakcii poslať originálne obrázky (nie xeroxové kópie) vytlačené na pauzovacom papieri - *tlač laserovou tlačiarňou v kamerálnej podobe pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI)*. Pri zostavovaní obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw — TIFF). Neodporúčame používať veľmi tenké čiary (tzv. vlasovej hrúbky) ani na obrysy, ani vo výplni.

Úmerne k predpokladanému zmenšeniu treba zvoliť hrúbku čiar, veľkosť písma, čísiel, hustotu šrafovania a pod. Text možno napísať väčším aj menším písomom (nie verzálkami - veľkými písmenami), a to podľa toho, čo sa má zvýrazniť. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je pri veľkých písmenách a číslach 2 mm a pri malých písmenách 1.6 mm.

Všeobecne

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia Slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Ak je možnosť, pošlite text článku na diskete 3,5", spracovaný v editore T602 (WinText602, Ami Pro, MS Word, WordPerfect; PC) alebo MS Word, QuarkXPress (Mac) v norme Kamenických alebo Latin2. S disketou zašlite aj jeden výtlačok textu na papieri.
3. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
4. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko.

Text

1. Úprava textu včítane zoznamu literatúry prispôsobte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovačom 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 - hierarchicky najvyšší, 2 - nižší, 3 - najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987). Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obťahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnovkou.
13. K článku treba pripojiť kľúčové slová.
14. Abstrakt, resumé, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuliek predloží autor redakcii aj v angličtine.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 340 x 210 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
   V prípade ilustrácií vytvorených na počítači prosíme o ich zaslanie na diskete 3,5" vo formáte CorelDraw (PC), Adobe Illustrator (PC, Mac) alebo Aldus FreeHand (Mac).
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (zvyčajne o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formou, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby najmenšie písmená po zmenšení boli veľké aspoň 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar.
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr. fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čiernobiele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píšu strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňať.
13. Farebné ilustrácie sú vítané, ale náklady na ich tlač hradí autor.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Ich rozsah a vnútornú úpravu treba voliť tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoraďujte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise).
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa v abecednom poriadku uvádza iba literatúra citovaná v danom článku. Citácia označená „v tlači" sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v prípade", „zadané do tlače" sú neplnohodnotné a nemajú sa používať ani v texte. Citácia „osobná informácia" sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Používať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:

   Kniha

   Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155.

   Časopis

   Vrba, P., 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia Slov., 21, 135 - 142.

   Zborník

   Návesný, D., 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Romanov V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 - 215.

   Manuskript

   Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. & Srnka, T., 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript—archív GP Spišská Nová Ves, 28.
3. Pri článku viac ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názov, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J., 1975.