46/1 – 2/2014
ISSN 1338-3523
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

Predseda vydavateľskej rady – Chairman of Editorial Board

BRANISLAV ŽEC
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

Vedecký redaktor – Scientific Editor

ZOLTÁN NÉMETH
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
Regionálne centrum Košice
Jesenského 8, 040 01 Košice
zoltan.nemeth@geology.sk

REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

Igor Broska, Geologický ústav SAV Bratislava
Klement Fordinál, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Vlasta Jánová, Ministerstvo životného prostredia SR Bratislava
Milan Kohút, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Martin Kováčik, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Peter Malík, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Jozef Michalík, Geologický ústav SAV Bratislava
Ľubomír Petro, Štátny geologický ústav D. Štúra Košice
Dušan Plašienka, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Marián Putiš, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Igor Slaninka, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Ján Soták, Geologický ústav SAV Banská Bystrica
Ladislav Šimon, Slovenská geologická spoločnosť Bratislava
Pavel Uher, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava

REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

Vedúci oddelenia vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie – Head of the Department of Promotion and ŠGÚDŠ Publishers

LADISLAV MARTINSKÝ
ladislav.martinsky@geology.sk

Jazykoví redaktori – Lingual editors

Lucia Jasinská – Zoltán Németh
lucia.jasinska@upjs.sk

Mineralia Slovaca (Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086), EV 3534/09, vychádza štyrikrát ročne. Vydavateľ a tlač: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, IČO 31 753 604. Dátum vydania: október 2014.
Predplatné v roku 2014 vrátane DPH, poštovného a balného pre jednotlivcov 19,44 €, pre členov SGS a geologických asociácií 17,24 €, pre organizácie v SR 23,84 €. Cena jednotlivého čísla je 4,50 € vrátane DPH, poštovného a balného. 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, 055/625 00 43; fax: 055/625 00 44, e-mail: mineralia.slovaca@geology.sk, e-mail knižnica: secretary.ke@geology.sk

Mineralia Slovaca (Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086) is published quarterly by the State Geological Institute of Dionýz Štúr Bratislava, Slovak Republic. Subscription for 2014 calendar year: 41.84 € including VAT, postage and packing cost. Price of one number is 8.60 € including VAT, postage and packing cost. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Order send to address of the Editorial office: Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Library), Jesenského 8, SK-040 01 Košice, Slovak Republic. Phone: +421/55/625 00 46, +421/55/625 00 43; fax: +421/55/625 00 44, e-mail: mineralia.slovaca@geology.sk, library: secretary.ke@geology.sk

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

www.geology.sk/mineralia

Obsah – Content

Mineralia Slovaca 46 (2014) • 1 – 2

PÔVODNÉ ČLÁNKY – ORIGINAL PAPERS

Zlinská, A.
Biostratigrafia paleogénnych usadenín Turčianskej kotliny
Biostratigraphy of the Paleogene sediments of the Turiec Basin (Western Carpathians) 1

Fordinál, K., Kráľ, J., Harčová, M., Čech, P., Zieliński, G. & Nagy, A.
$^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ vo fosílnych schránkach mäkkýšov z morského, brakického a sladkovodného prostredia terciéru Západných Karpát
$^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ in mollusc fossil shells from marine, brackish and freshwater environments from the Western Carpathians Tertiary sequences 23

Ulrych, J. & Štěpánková-Svobodová†, J.
Cenozoic alkaline volcanic rocks with carbonatite affinity in the Bohemian Massif: Their sources and magma generation
Kenozoické alkalické vulkanické horniny s karbonatitovou afinitou v Českém masívu: zdroje a vývoj magmatu 45

Szabó, S., Novotný, L., Bartalský, B. & Jurík, I.
Nové poznatky o geologickej stavbe ložiska Košice I – Kurišková
New knowledge about geology of the Košice I – Kurišková deposit (Slovakia) 59

Krnáč, J., Andráš, P. & Blišťan, P.
Stanovenie rizika kontaminácie krajiny ťažkými kovmi v oblasti haldových polí Podlipa a Reiner na opustenom Cu-ložisku Ľubietová
Risk estimation of heavy metal contamination in the surrounding of Podlipa and Reiner dump-fields at abandoned Cu-deposit Ľubietová (Slovakia) 69

GeoVestník

OBÁLKA: Spoločenstvo mäkkýšov z martinského súvrstvia vo vrte ZGT-3 (Martin). Foto A. Zlinská (k článku na s. 1 – 22).

COVER: Molluscs assemblage from the Martin Formation in borehole ZGT-3 (Martin). Photo A. Zlinská (photograph is related to the article on pp. 1–22).

Mineralia Slovaca, 46 (2014), 1 – 22
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Biostratigrafia paleogénnych usadenín Turčianskej kotliny

ADRIENA ZLINSKÁ

Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
adriena.zlinska@geology.sk

Biostratigraphy of the Paleogene sediments of the Turiec Basin (Western Carpathians)

This contribution is dedicated to revision of problematic and until now not studied Paleogene sediments of earlier realized wells in the Turiec Basin, in the vicinity of the Martin town.

Revised there were the earlier dated segments of the Huty Formation from the well ZGT-3. Based on the study of foraminiferal fauna and nannoplankton, they were classified as Middle to Upper Priabonian. Due to the new results they were reclassified into Rupelian – Chattian (Kiscellian to Egerian). The revision of lithostratigraphic units allowed to put the lower boundary of the Paleogene sediments from original 2 169 m into the depth of 2 199 m. At the same time, after a consultation with the author of the lithostratigraphic units, we reclassified also the Huty Formation in the ZGT-3 borehole. The Zuberec Fm. started in depth 899 m to the depth of 1 406 m. Its underlayer is represented by the Huty Formation, down to depth of 2 199 m.

In the GT-5 well, from the undated Eocene deposits from the depth of 300.5–500 m, we obtained foraminifers, indicating also a time span Rupelian – Chattian (Kiscellian to Egerian) and we assigned them to the Zuberec Formation.

At the same time, we revised also the surface samples, studied microfaunistically in the 1980s, for the needs of the 1 : 25 000 scale geological mapping. Also here, we made the age of individual formations younger. The obtained biostratigraphic data represent a valuable contribution to the knowledge of the Turiec Basin geology.

Key words: biostratigraphy, Turiec Basin, Paleogene, foraminifers assemblages

Úvod

V rámci projektu „Turčianska kotlina – trojrozmerné geologické modelovanie exponovaného územia“ bola vykonaná revízia stratigrafie na základe mikrofauny z problematických a doteraz nespracovaných úsekov paleogénneho vrstevného sledu prv realizovaných vrtov. V minulosti boli neogénne sedimenty mikrofaunisticky spracované najmä Brestenskou (1971, 1972, 1975, 1979, in Brestenská a Planderová, 1979) a obsahovali sladkovodné, väčšinou endemické ostrakódy. Paleogénne sedimenty mikrofaunisticky čiastočne spracoval Samuel (1987, 1988).

Regionálnogeografické členenie a litostratigrafia terciérnej výplne Turčianskej kotliny

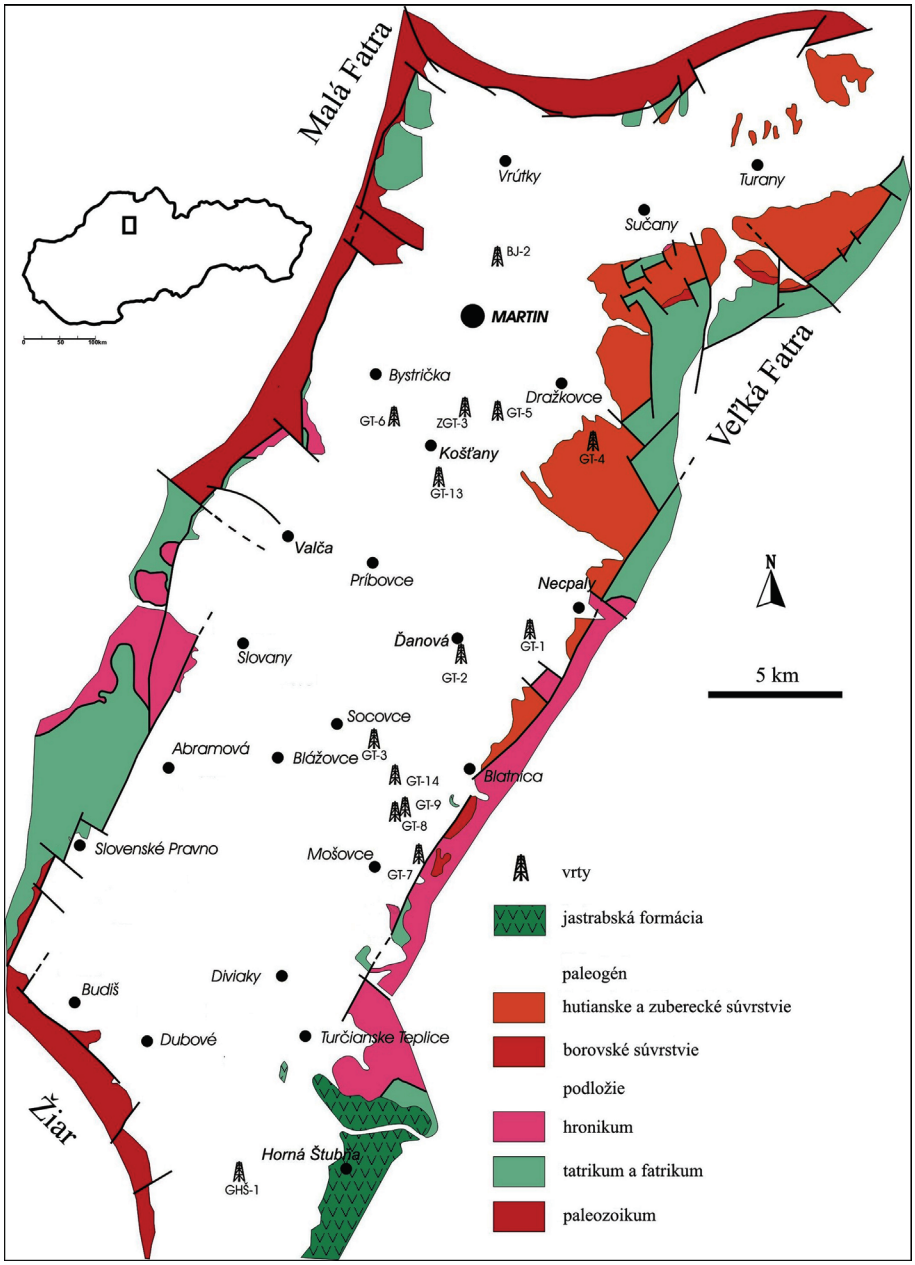
V zmysle regionálnogeologického členenia (Vass et al., 1988) je Turčianska kotlina ohraničená na severe krivánskou časťou Malej Fatry a na západe lúčanskou časťou Malej Fatry. Z východnej strany tvorí hranicu pohorie Veľká Fatra. Na juhu Turčiansku kotlinu ohraničuje pohorie Žiar a vulkanity Kremnických vrchov (obr. 1).

Kotlina reprezentuje medzihorskú depresiu, ktorej vývoj sa začal v strednom miocéne a pokračoval do kvartéru. V podloží panvy sú horniny kryštalinika a mezozoika patriace tektonickej jednotke tatrika, sedimentárne súbory patriace príkrovovým jednotkám fatrika a hronika a popríkrovové sedimentárne formácie centrálnokarpatského paleogénu. Výplň tvoria usadeniny spodného miocénu (egenburg) až vrchného miocénu a pliocénu.

Turčianska kotlina je asymetrická prepadlina, ktorej vznik sa viaže na aktivitu stredoslovenského zlomového systému (e. g., Kováč a Hók, 1993; Nemčok a Lexa, 1990). Zlomy SSV–JJZ smeru pozdĺžne členia kotlinu na rad vysokých a poklesnutých krýh. Kotlinu porušujú aj priečne zlomy SZ–JV smeru, ktoré odsúvajú os kotliny na východ, takže tá pokračuje cez kremnický gráben do Žiarskej kotliny (Buday, 1962; Nemčok a Lexa, 1990; Gašparik et al., 1995). Maximálna hrúbka neogénnej výplne Turčianskej kotliny je okolo 1 000 m. Jej litostratigrafiou v neogéne sa zaoberali najmä Vass (2002), Rakús a Hók (2002) a Kováč et al. (2011).

Litostratigrafia podaná v tejto kapitole zohľadňuje litostratigrafické jednotky neogénu Turčianskej kotliny vymedzené Vassom (2002), Rakúsom a Hókom (2002) a najnovšie Kováčom et al. (2011, obr. 2).

Miocénny vrstevný sled začína rakšianskym súvrstvím – egenburg (Gašparik, 1989), ďalej turčeckou vulkanickou formáciou, ktorú opísali Lexa a Konečný (in Konečný et al., 1983, obr. 2) v Kremnických vrchoch. Formácia zasahuje do severnej a SZ časti Turčianskej kotliny. Tento vulkanicko-sedimentárny andezitový komplex je podľa Kováča et al. (2011) vrchný báden – spodnosarmatského veku. Vlastnú výplň tvorí turčianska skupina (?sarmat – pliocén; Rakús a Hók, 2002), ktorá napriek faciálnej pestrosti reprezentuje



Obr. 1. Situačná mapka Turčianskej kotliny (Rakús a Hók, 2002, upravené).

Fig. 1. Situation map of the Turiec Basin (Rakús and Hók, 2002, modified).

jeden celok. Budišské vrstvy (piesok/pieskovec, íl/ílovec, tufitický íl s polohami zlepenca) sarmatského veku (Kováč et al., 2011) sú na úpätí pohoria Žiar v južnej časti kotliny. Tvoria spodnú časť turčianskej skupiny, nad nimi je martinské súvrstvie. Hrúbka martinského súvrstvia je 700 – 1 200 m (napr. vrt BJ-2 prevŕtal okolo 900 m martinského súvrstvia). Maximálna hrúbka bola zachytená vo vrte ZGT-3, kde dosahuje až 1 025 m. Je rozšírené v centrálnej časti Turčianskej kotliny. Vek súvrstvia je totožný s vekom turčianskej skupiny, v najnovšom ponímaní sarmat – spodný dák (Kováč et al., 2011, obr. 2). Martinské súvrstvie obsahuje mäkkýše a ostrakódy močiarneho a sladkovodného prostredia, endemické mäkkýše, ako aj listy a fosilizované korene v rastovej pozícii (Rakús, 1958; Ondrejičková, 1974; Hók et al., 1998 a i.). Zahrňuje viacero súvrství a vrstiev, ktorých spoločným znakom je sladkovodný a plytkovodný pôvod veku ?sarmat – pont až pliocén. Sedimenty turčianskej skupiny spočívajú na svojom podloží diskordantne a transgresívne. Ďalšími členmi sú jastrabská formácia vrchnosarmatského až spodnopanónskeho veku. Je tvorená vulkanitmi a vulkanoklastikami ryolitového charakteru. Opísali ju Lexa a Konečný (in Konečný et al., 1983). Formácia sa podieľa na výplni východnej a SV časti kotliny. Hrúbka ryolitových vulkanoklastík vo vrte Kríž-1 je cca 150 m. Dolinské vápence navrhol Rakús a Hók (2002) namiesto bystričianskych vrstiev podľa Gašparika (in Gašparik et al., 1995). Typovou lokalitou je osada Dolina JZ od Dražkoviec, kde sa tieto vápence v minulosti lomovo ťažili (Kodym a Matějka, 1924). Dubnoskalské vrstvy (Rakús a Hók, 2002) reprezentujú sladkovodné vápence, travertíny, v spodnej časti sa vyskytujú piesčité íly a ílovce, v ktorých sa ojedinele nájdu tenké (do 1 m) vložky karbonatických zlepencov. Názov je odvodený od typového profilu – opusteného lomu na vápence v Dubnej skale. Vrstvy obsahujú suchozemské, ale aj vodné gastropódy *(Helicidae, Pomatisidae, Strobilopsidae, Lymnaeidiae)* datované do pontu. Hruboklastické členy reprezentujú zlepence abramovských, blážovských a bystričianskych vrstiev.

Prehľad biostratigrafických výskumov paleogénnych usadenín Turčianskej kotliny

Výsledky geologického výskumu Turčianskej kotliny, ktorý bol robený za účelom zostavenia geologickej mapy regiónu v mierke 1 : 50 000 a predchádzajúcich mapovacích prác v mierke 1 : 25 000, sú zhrnuté v prácach Gašparika et al. (1990, 1993, 1995). Litostratigrafiou neogénu Turčianskej kotliny sa zaoberali aj Vass (2002) a Kováč et al. (2011, obr. 2). Biostratigrafickým výskumom paleogénnych sedimentov Turčianskej kotliny na základe foraminifer z oblasti Nolčova, Konského, Sklabine,

Turčianskej Štiavničky a Rakše sa v r. 1987 zaoberal Samuel. Prevažná časť vzoriek bola bezfosílna alebo na mikrofosílie veľmi chudobná.

Samuel (1988) mikrofaunisticky dokázal zuberecké súvrstvie v lokalitách Záborie, Podhradie, Blatnica a Ďanová. Výsledky revízie z nich podávame v kap. Revízia starších biostratigrafických výskumov Turčianskej kotliny.

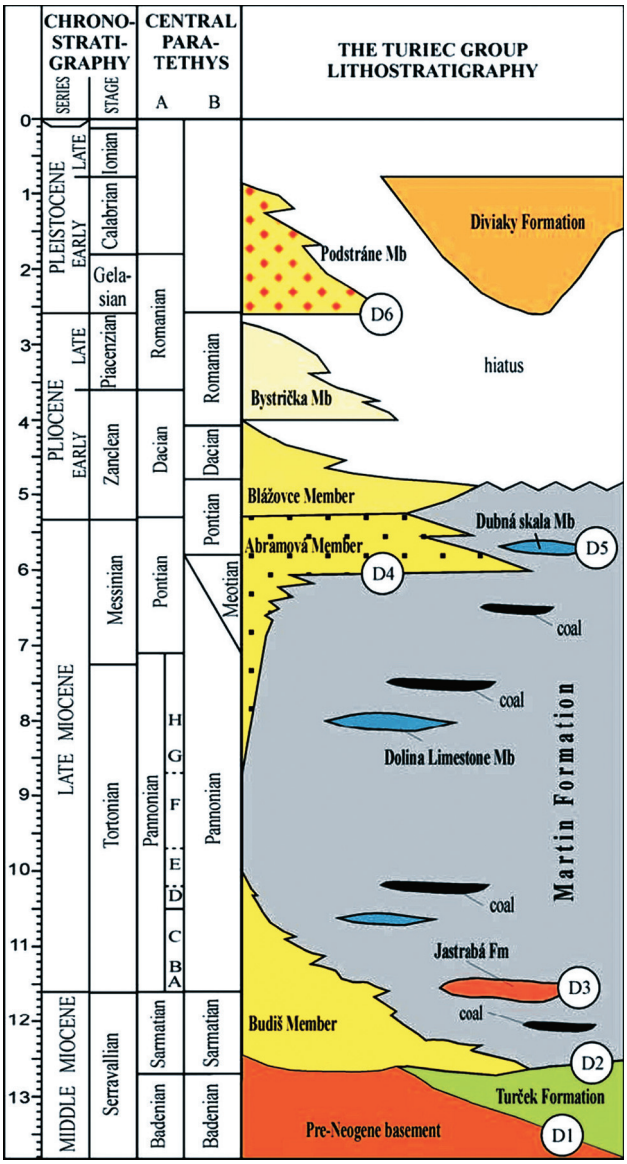
Palinologickým výskumom severnej časti Turčianskej kotliny sa zaoberala Snopková (1988). Analýze podrobila rovnaké vzorky, aké boli na mikrofaunu (Samuel, l. c.) a nanoplanktón (Gašpariková, 1988). Palinologické výsledky poukazujú na mladší vek než mikrofauna. Nanoplanktónové spoločenstvá určené Gašparikovou (1988) vyčleňujú vrchnolutétske až strednooligocénne sedimenty, pričom za najvýznamnejší poznatok považuje stanovenie stredného oligocénu v zubereckom súvrství v lokalitách Necpaly, Konské, Ďanová, Podhradie a vo vrte GT-11 (Trebostovo).

V strednooligocénnom súvrství vo vrte GT-11 (Trebostovo) boli zistené Gašparikovou (1987) v hĺbke 319,0 – 349,2 m sivé vápnité íly až ílovce, prípadne vápnito-ílovité bridlice s nanoplanktónovou flórou stredného oligocénu. Transgresívne na uvedené sedimenty, prípadne staršie horniny nasadajú karbonatické zlepence až ílovité vápence s organickými zvyškami rakšianskeho súvrstvia (egenburg).

Nanoplanktónové spoločenstvá z oblasti Jasenova Bystrická začleňuje do stredného priabónu (zóny NP 20, Martini, 1971; ex Gašpariková, 1988) a medzi Podhradím a Konským do stredného oligocénu do zóny NP 23.

Paleogénne sedimenty boli zistené hlavne v SV časti kotliny, na V úpätí Veľkej Fatry od obce Mošovce smerom na sever. Paleogénne sedimenty sú vyvinuté ako borovské, hutianske a zuberecké súvrstvie (Gross, Köhler a Samuel, 1984; obr. 3), stratigraficky od stredného eocénu do spodného oligocénu. Avšak podľa našich revíznych výsledkov v kap. Revízia starších biostratigrafických výskumov Turčianskej kotliny sú niektoré súvrstvia mladšie (oligocén až egerské).

Borovské súvrstvie predstavujú bazálne karbonatické zlepence až brekcie a organogénne vápence. Zlepence a brekcie sú tvorené vápencovo-dolomitickými valúnmi. Tmel zlepencov je vápnitý s bohatými zvyškami organizmov (Mošovce až Blatnica, severnejšie zárez cesty Sklabiňa – Sklabinský Podzámok, v odkryve cesty z Krpelianskej priehrady do Molčova). Stratigraficky sú zaradené do lutétu, prípadne spodného priabónu. Tmel zlepencov je vápnito-piesčitý. Fauna, ktorá bola nájdená, je nepravidelne uložená, zastúpené sú veľké foraminifery. Medzi dobre zachovanými druhmi je veľa foriem rozlámaných, čo dosvedčuje, že po skončení sedimentácie došlo k premiestňovaniu horninového materiálu. O tom svedčí aj charakter horniny, ktorý má znaky silných tlakov a rozlámania horninového materiálu. Faunu tejto lokality spracoval Köhler (1965), ktorý určil druhy: *Nummulites perforatus sismondai* D´Archiac et Haime, *N. millecaput millecaput* Boubee, *Discocyclina ramicotensis* Davies a iné. Vaňová (1988) z Krpelian našla druhy s nepravidelným rastom schránok. Stredne veľké a drobné schránky sú nepoškodené a pekne zachované.



Obr. 2. Litostratigrafické jednotky neogénu Turčianskej kotliny podľa Kováča et al. (2011).

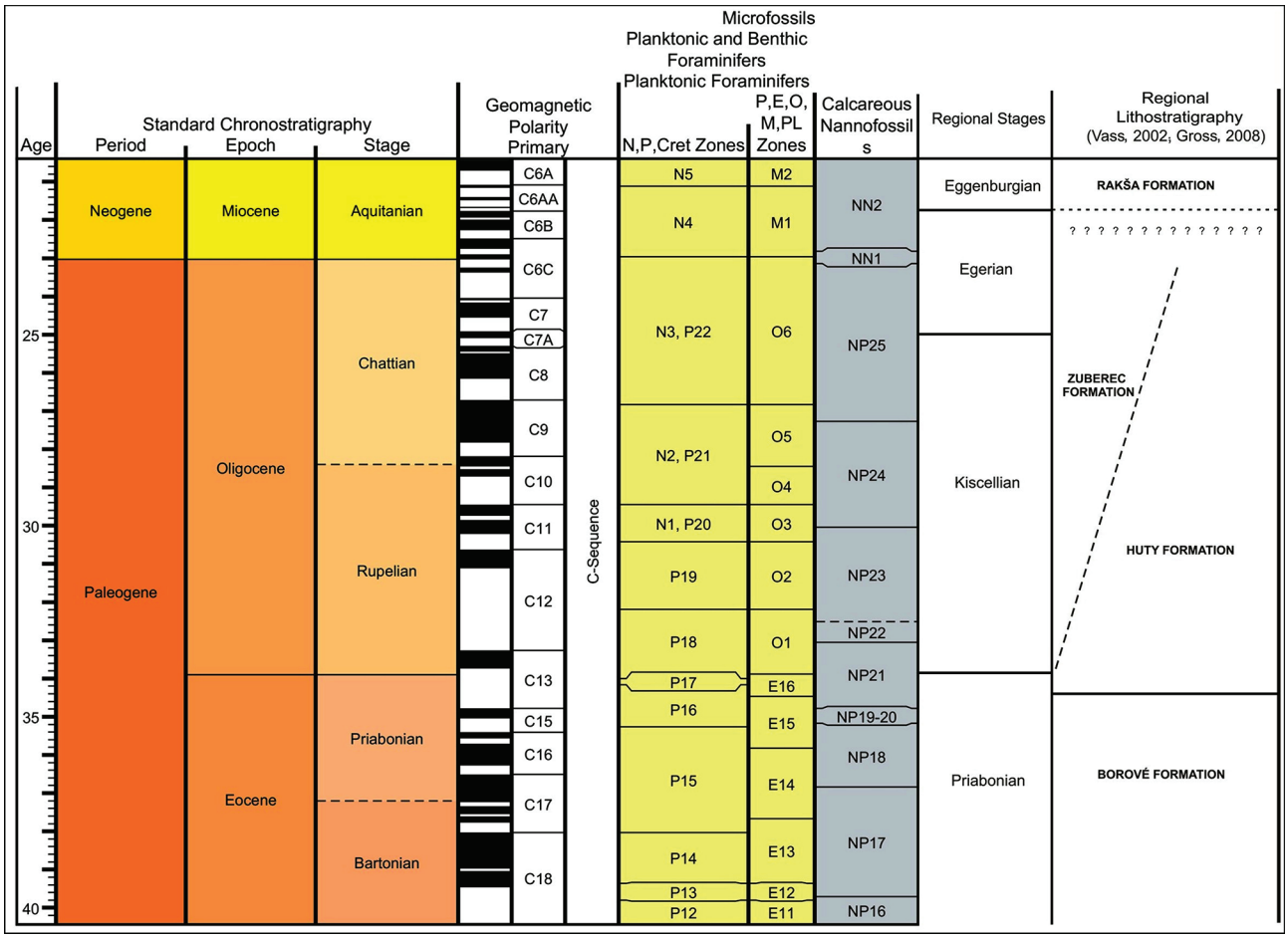
Fig. 2. Neogene lithostratigraphic units of the Turiec Basin, after Kováč et al. (2011).

Veľmi časté boli: *Nummulites perforatus* (Montfort), *N. sismondai* D´Archiac – Haime; časté: *Nummulites variolarius* (Lamarck), *N. striatus minor* D´Archiac – Haimea a iné.

Karbonatické bazálne súvrstvie bolo nájdené aj v JV časti kotliny od Belej po Mošovce. Významnejšia lokalita sa nachádza J od Blatnice, kde boli nájdené zlepence a brekcie tvorené vápencovo-dolomitickými valúnmi, ktorých veľkosť sa mení od drobnozrnných vápencových brekcií a zlepencov po hrubozrnnejšie s ojedinelými valúnmi veľkosti až 10 cm. Tmel zlepencov je vápnitý s bohatými zvyškami organizmov. Köhler (1967) určil z tejto lokality numulitovú faunu lutét – spodnopriabónskeho veku. V lokalite Blatnica – Plešovica (táborisko) určil: *Nummulites chavannesi, N. atacicus, N. rotularius* a *N. variolarius*. V blízkosti Mošoviec

určil *Nummulites chavannesi*. V obidvoch lokalitách boli nájdené vo väčšom množstve *Operculinoides nassauensis, O. nanghani, Discocyclina nummulites, D. varians, Alveolina stella, A. stellaris* a *A. stellata*. Južne od Blatnického hradu, v lese na SZ svahu Plešovice, je poloha paleogénnych zlepencov. Na úpätí svahu v Záborí boli nájdené svetlosivé organogénne zlepence, miestami pórovité, v ktorých boli nájdené na zvetraných plochách veľké aj menšie formy numulitov a diskocyklín. Južne od Blatnického hradu vo vyerodovanom údolí, ktorým sa prechádza do Gaderskej doliny, sú jemnozrnné rozpadajúce sa pieskovcové polohy s množstvom sľudy. Okrem toho sú tu väčšie kusy pevného, na povrchu pórovitého pieskovca hnedej farby. Na čerstvom lome pieskovec nie je pórovitý, je pevný, modrastej farby. Nájdu sa tu už aj polohy tmavosivých bridlíc. Pri obci Horné Jaseno sú vyvinuté litotamniové vápence. Okrem bohatej riasovej flóry boli v litotamniovom vápenci pieskovcovo-zlepencové polohy, v ktorých sú valúny triasových vápencov. Niektoré polohy zlepencov sú obohatené valúnmi svetlých litotamniových vápencov. Z organizmov, ktoré boli vo vápencoch nájdené, Andrusov (1954) uvádza: *Lithothamnium* cf. *camaraeae* Pfender, *Melobesia* cf. *cuboidea* Johanson, ďalej sú prítomné asilíny, operkulíny, alveolíny, miliolidy, serpuly, krinoidy. Z numulitov boli nájdené v hojnom množstve *Nummulites perforatus* (Montf.), *Nummulites millecaput* Boubée, ojedinele *N. variolarius* a *N. rotularius*, ďalej boli nájdené *Assilina exponens, Discocyclina nummulites* atď.

Hutianske súvrstvie tvoria vápnité ílovce dokonale vrstevnaté, ktoré sa striedajú s polohami jemne piesčitých vápnito-ílovitých bridlíc. Celé súvrstvie je pomerne silne stlačené, na vrstevných plochách sú zreteľné šmykové plochy a tektonické zrkadlá. Pieskovce sú zväčša jemnozrnné, sivého sfarbenia, vápnité a bohaté na sľudu. Miestami sú pieskovce masívneho charakteru (Ďanová – nad cintorínom), nevrstevnaté. V tmavosivých vápnito-ílovitých bridliciach bola nájdená mikrofauna zodpovedajúca spodnému priabónu. V niektorých ílovitých polohách sfarbených dohneda až dočierna bol zistený zvýšený obsah mangánu. Je možné sledovať tenké polohy mikritového manganolitu s obsahom MnO_2 až 15,60 %. V hutianskom súvrství vo vyšších polohách boli nájdené hnedé kremité ílovce, s črepovitým až lístkovým rozpadom. Ide o menilitové vrstvy. Toto súvrstvie je vyvinuté a dobre odkryté v Ďanovej za dedinou v blízkosti poľnohospodárskej usadlosti, ďalej v oblasti Kalníka, Horného a Dolného Jasena a Záboria. Litologicky predstavuje slienité ílovce až slieňovce tmavej farby, dokonale vrstevnaté,



Obr. 3. Litologicko-stratigrafická tabuľka paleogénnych sedimentov Turčianskej kotliny.

Fig. 3. Lithological-stratigraphic table of the Paleogene deposits in the Turiec Basin.

s hrúbkou vrstiev 10 – 20 cm. Tie sa striedajú s polohami jemne piesčitých vápnitých bridlíc. Miestami sú sfarbené limonitizovanými zátekmi. Pieskovce tvoria polohy a lavice od niekoľko cm, miestami mocné až do 50 až 70 cm (Nolčovo). Pieskovce sú zväčša jemnozrnné, sivej farby, vápnité a sľudnaté. Môžeme v nich pozorovať vrstevnatosť. Sú však prípady a miesta, kde sa prejavujú ako masívne (Ďanová, nad cintorínom), nevrstevnaté, s nerovnomernou zrnitosťou. Zrniečka pieskovcov sú rozlične veľké, netriedené. V každom prípade prevláda frakcia s jemnozrnnými pieskami až pieskovcami.

V tmavosivých vápnito-ílovitých bridliciach boli nájdené šupiny rýb rodu *Clupea* a mikrofauna. V blízkosti obce Dolný Kalník bola nájdená mikrofauna, ktorú určil Samuel (in Gašparik et al., 1995) na: *Truncorotaloides (A.) densa* (Cushman), *T. topilensis* (Cushman), *Globigerina pseudovenezuelana* (Blow et Banner), *G. linaperta* (Finlay), *G. eocaena* (Gümbel), *G. boweri* (Bolli), *G. frontosa* (Subb.), *Globigerapsis subconglobota* (Shalikov), *Rotalia lithothamnica* (Uhlig), *Anomalina (A.) manthaensis* (Galloway et Morrey). Spoločenstvá mikrofauny podľa neho poukazujú na vrchný lutét – bartón. Vrstvy môžu byť podľa našej revízie aj mladšie (pozri kap. Revízia starších biostratigrafických výskumov Turčianskej kotliny).

V svetlosivých vápnitých bridliciach s tmavosivými až hnedými polohami, SZ od Dolného Jasena, v zárezе poľnej cesty našiel Samuel (in Gašparik et al., l. c.) mikrofaunu, ktorú zaradil do vrchného eocénu: *Globigerina ouachitaensis* (Hower et Wallace), *G. linaperta* (Finlay), *G. pseudovenezuelana* (Blow et Banner), *G. eocaena* (Gümbel), *G. officinalis* (Subbotina) (Samuel in Gašparik et al., l. c.). Vrstvy môžu byť podľa revízie aj mladšie (pozri kap. Revízia starších biostratigrafických výskumov Turčianskej kotliny).

V tmavosivých slienitých bridliciach pri cintoríne v Hornom Jasene bola vo vzorke nájdená mikrofauna zodpovedajúca spodnému priabónu: *Globigerina eocaena* (Gümbel), *G. linaperta* (Finlay), *G. angioporoides* (Finlay), *G. pseudovenezuelana* (Blow et Banner), *G. ouachitaensis* (Hower et Wallace), *Globonomalia* cf. *micra* (Cole), *Globigerapsis index* (Finlay), *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob), *Uvigerina* sp., rádiolária. Podľa našej revízie môže byť aj mladšia, spodný oligocén (kišcel), niektoré formy zasahujú až do vrchného kišcelu (pozri kap. Revízia starších biostratigrafických výskumov Turčianskej kotliny).

V týchto paleogénnych horizontoch mikrofaunu spomenula už Benešová (1958), ktorá uvádza najmä globigeríny patriace k strednému eocénu. Flyšové súvrstvie v tejto časti územia dosahuje veľkú hrúbku, Gašparik (in Gašparik et al., l. c.) ju stanovuje nad 1 000 m.

Do stredného priabónu sa zaraďujú aj menilitové vrstvy. Tieto vrstvy nevytvárajú súvislé horizonty, ale boli zistené v podobe menších polôh v ílovcovo-piesčitých vrstvách. Vyskytujú sa tesne nad bazálnym súvrstvím pri Blatnickom hrade. Hnedé, kremité, črepovité alebo lístkovité usporiadané ílovce svetlej alebo slabomodrastej farby ojedinele majú tenké prúžky hnedých rohovcov. Spolu s nimi sa vyskytuje poloha hrdzavohnedého navetraného jemnozrnného pieskovca. Podobné vložky menilitových vrstiev boli nájdené pri Duliciach, J od Turčianskej Belej, ďalej Z od Ďanovej, kde vystupujú pevnejšie lavice pieskovcov s polohami pieskov s malou doštičkovitou odlučnosťou. V tmavosivom, veľmi jemne piesčitom komponente sú šupiny sľudy, množstvo malých úlomkov rastlín a zvyškov listov. Smer bridličiek je V – Z, sklon k J. Podobné jemné rozpadavé bridlice boli nájdené aj V od Príboviec, na svahoch Blatnického potoka. Podľa mikropaleontologických nálezov vrstvy pieskovcov a jemných pelitických bridlíc patria k vrchnému eocénu (vrchnému bartónu až priabónu), čo podľa Samuela (in Gašparik et al., l. c.) potvrdzuje prítomnosť druhu *Globigerina officinalis* (Subbotina). Tento taxón sa v súčasnom ponímaní vyskytuje do vrchného oligocénu, príp. až do egeru (spodný akvitán) (Cicha et al., 1998; Berggren a Pearson, 2005; tab. 3), takže vrstvy sú evidentne mladšie.

Zuberecké súvrstvie predstavujú pieskovce až piesky svetlosivej farby s guľovitým rozpadom, miestami sú v nich konkrécie s priemernou veľkosťou 40 – 70 cm. V podloží tohto súvrstvia sa vyskytuje flyšoidné súvrstvie, v ktorom dochádza k striedaniu pieskovcových vrstvičiek hrubých 6 až 7 cm a menej s vrstvami tmavosivých vápnitých ílov, ktoré majú hrúbku 10 – 20 cm. Na základe nálezov fosílií (nanoplanktónu a foraminifer), ako aj podľa porovnávacieho štúdia, najmä s územím Hornonitrianskej kotliny, toto súvrstvie Gross (in Gašparik et al., 1995) začleňuje do spodného až stredného oligocénu. Súčasnú pozíciu zuberecké súvrstvia znázorňuje obr. 3. V rámci biostratigrafickej revízie litostratigrafických jednotiek paleogénu Handlovskej kotliny (Zlinská, 2013; Zlinská a Gross, 2013) sme dospeli k záveru, že najvyššie situované časti zuberecké a hutianskeho súvrstvia vo vrte FGHn-1 (Handlová) zasahujú až do egeru (P21-M1).

V severovýchodnej časti Turčianskej kotliny bol urobený prieskum s cieľom nájsť vhodnú surovinu na výrobu tehál. Z vrtov v oblasti Dražkovce – Turčianska Belá boli odobraté vzorky na biostratigrafický výskum, foraminifery a vápnitý nanoplanktón (Ožvoldová, 1976). Na základe nájdenej fauny a flóry začlenila Ožvoldová (l. c.) súvrstvie do najvrchnejšej časti eocénu až spodnej časti oligocénu. Hranicu eocén – oligocén charakterizuje úbytok zástupcu rodu *Discoaster*. Formy vápnitého nanoplanktónu nájdené v tejto oblasti predstavujú prechodné pásmo medzi zónou *Sphenolithus pseudoradians* a *Ericsonia subdisticha*, teda pásmo medzi vrchným eocénom a spodným oligocénom. Foraminiferové asociácie tejto časti Turčianskej kotliny predstavuje aj prechodné súvrstvie medzi vrchným eocénom (priabónom) a spodným oligocénom („sanoisom“), ktoré sú charakterizované druhmi *Globigerina officinalis* a *Globigerina postcretacea*. Vzhľadom na novšie výsledky štúdia planktonických taxónov *Globigerina postcretacea* Mjatljuk má spodnú hranicu výskytu v spodnom kišceli, takže súvrstvie nemôže byť eocénne, ale oligocénne. Svedčí o tom aj mladší výskyt druhu *Globigerina officinalis* (Subbotina), ktorý uvádzame vyššie.

Strednooligocénne súvrstvie bolo zistené vo vrte GT-11 (Trebostovo), v ňom v hĺbke 319,0 – 349,2 m boli navŕtané sivé vápnité íly až ílovce, prípadne vápnito-ílovité

bridlice s nanoplanktónovou flórou stredného oligocénu (Gašpariková, 1987). Transgresívne na uvedené sedimenty, prípadne staršie horniny nasadajú karbonatické zlepence až ílovité vápence s organickými zvyškami zodpovedajúce egenburgu (rakšianske súvrstvie).

Najhlbším vrtom v Turčianskej kotline, ktorý dosiahol predterciérne podložie, je hydrogeologický vrt ZGT-3, realizovaný za účelom hydrogeologického výskumu geotermálnych zdrojov Turčianskej kotliny. Je situovaný v Martine (Fendek et al., 1990; obr. 1, 4 – 5). Paleogénne sedimenty sú faunisticky detailne vyhodnotené v kap. Mikropaleontologické vyhodnotenie vzoriek.

Metodika

V tejto kapitole mikrofaunisticky spracúvame novoodobraté vzorky z vrtov ZGT-3 (Martin) a GT-5 (Žabokreky), ako aj z nich nespracované paleogénne vzorky pochádzajúce z materiálu Dr. Brestenskej (GT-5/385 – 385,1 m, 422 – 422,1 m, 429,8 – 429,9 m a 454,9 až 455 m). Z materiálu tejto autorky sme preskúmali aj niektoré vzorky z GT-2 vrtu (Ďanová), ktorých vyhodnotenie sme v správach nenašli. Získali sme z nich foraminifery štandardným laboratórnym postupom (plavením horniny cez mlynársky hodváb a separáciou z výplavu), ktoré upresnili stratigrafiu študovaného územia. Stratigrafické rozšírenie foraminifer bolo porovnávané hlavne s prácami Bolliho a Saundersa (1985), Toumarkinea a Luterbachera (1985), Cichu et al. (1998) a Berggrena a Pearsona (2005). Vrtné jadrá sa nachádzajú v skladoch hmotnej dokumentácie ŠGÚDŠ v Kráľovej pri Senci a na Trnávke. Vo fotodokumentácii uvádzame pôvodnú litostratigrafiu.

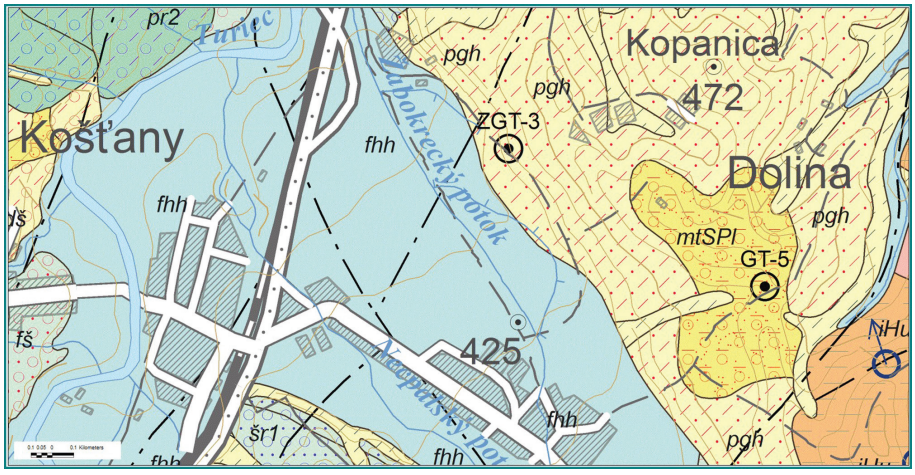
Mikropaleontologické vyhodnotenie vzoriek

Vrt ZGT-3 Martin (obr. 4, 5, tab. 1, fototab. I – III, V)

Vrt bol situovaný 1,5 km J od Martina, jeho realizáciou sa získali dôležité údaje o litologicko-stratigrafickom vývoji prevŕtaných sedimentov, ich fyzikálnych vlastnostiach a údaje geotermické. Vzhľadom na to, že vrtom neboli navŕtané predpokladané kolektory geotermálnych vôd (strednotriasové dolomity), nebol splnený jeho prvoradý cieľ – overenie možnosti získania geotermálnych vôd ako zdroja geotermálnej energie. Vrt ukázal, že v mieste jeho situovania nie je vhodné horninové prostredie na akumuláciu geotermálnych vôd a ani nie je možnosť získania týchto vôd na energetické účely. Vrt bol odvŕtaný ROTARY systémom s použitím ílového výplachu. Vrtná drvina bola odoberaná každých 5 m v celom profile vrtu. Jadro bolo odoberané zhruba v 100 m intervaloch (celkovo 24 jadier). Vrtom bol v severnej časti Turčianskej kotliny prvýkrát prevŕtaný celý geologický profil až po kryštalinikum, čo umožnilo získať nové, do značnej miery prekvapujúce poznatky o geologickej stavbe podložia tohto územia.

Vrt ZGT-3 bol hĺbený na okraji hlbokej martinskej prepadliny, ktorá je jednou z tektonických jednotiek Turčianskej kotliny. Prepadlina je vyplnená hrubými, prevažne pelitickými neogénnymi sedimentmi, ktoré patria martinskému súvrstviu, so stratigrafickým rozsahom sarmat – panón. V podloží martinského súvrstvia na báze neogénnych sedimentov leží budišské súvrstvie bádenského veku (dnes sarmat; Kováč et al., 2011; obr. 2) s polohami zlepencov s valúnmi dolomitov. Budišské súvrstvie vystupuje k povrchu na podhajskej kryhe, ktorá sa nachádza západne od martinskej prepadliny. Medzným zlomom medzi obidvoma jednotkami je trebostovský zlom. Východne od vrtu prebieha košútsky zlom sklonený k západu, ktorý martinskú prepadlinu zhadzuje oproti žabokreckému tektonickému stupňu asi o 800 – 900 m. Východnejšie na kálnickej, resp. turanskej kryhe vystupuje prevažne ílovcové hutianske súvrstvie a ílovcovo-pieskovcové zuberecké súvrstvie paleogénu podtatranskej skupiny (obr. 3).

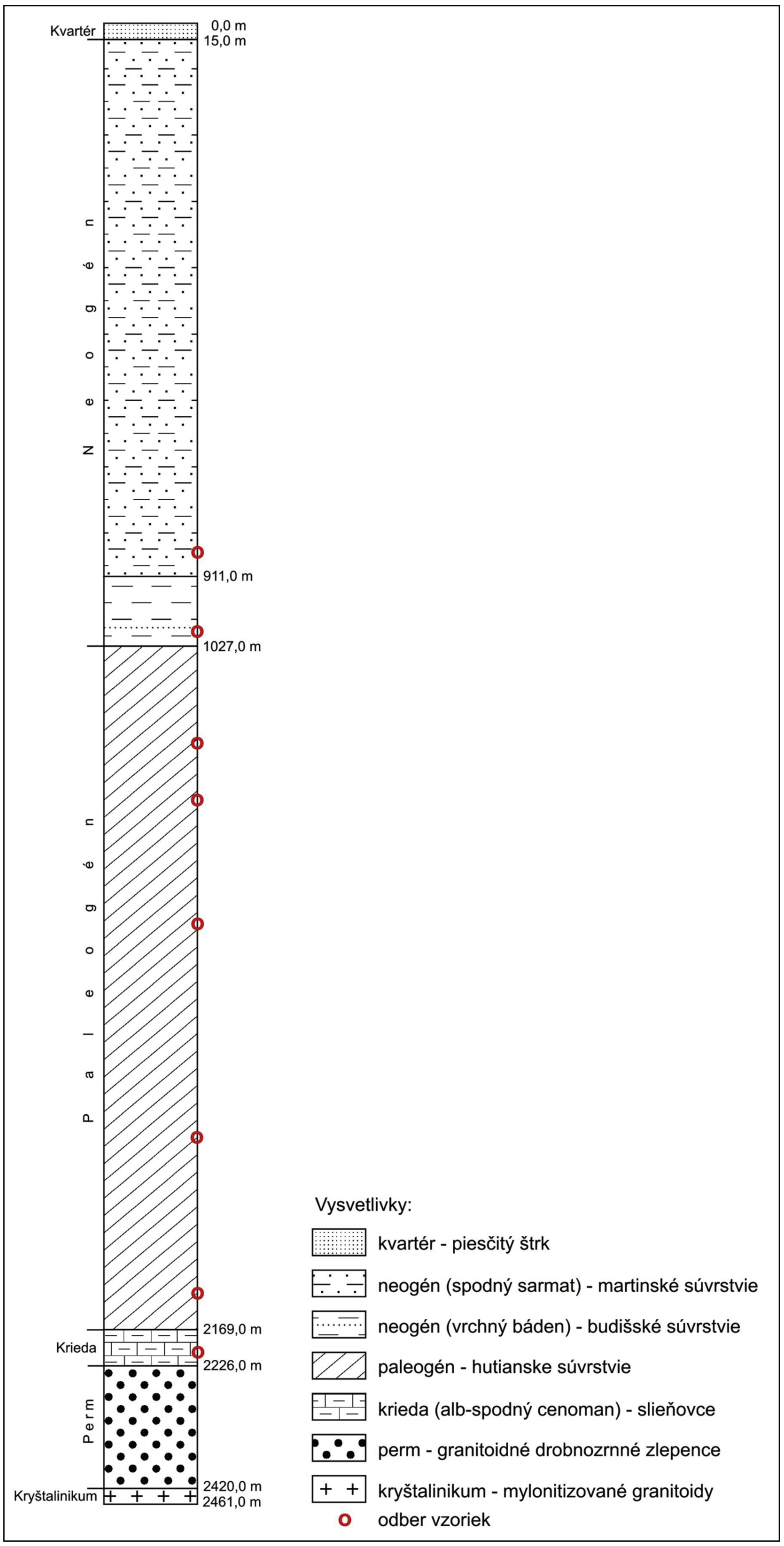
Podľa interpretácie Gašparika (in Fendek et al., 1990) z neogénnych súvrství, ktoré sa podieľajú na výplni Turčianskej kotliny v mieste vrtu ZGT-3, sú zastúpené: budišské vrstvy – vrchný báden (911,0 – 1 027,5 m) a martinské súvrstvie – spodný sarmat (15,0 – 911,0 m). Podľa posledných výskumov Turčianskej kotliny (Kováč et al., 2011; obr. 2) budišské vrstvy sú sarmatského a martinské súvrstvie sarmatského až pontského veku. Budišské vrstvy predstavujú štrkové zlepence. Martinské súvrstvie tvoria prevažne pelitické sedimenty. Vo vrchnej časti súvrstvia sú polohy lignitu a sladkovodných vápencov. V sladkovodných ílovitých vápencoch, vo vápnitých íloch, ako aj v tufitických pieskoch boli nájdené polohy s bohatými zvyškami endemickej makrofauny, ostrakódami a so zvyškami flóry (Martin, Vrútky, Žabokreky, Bystrička atď.).



Obr. 4. Lokalizácia vrtov ZGT-3 a GT-5.

Fig. 4. Location of ZGT-3 and GT-5 wells.

Vo vrte ZGT-3 sa za bazálnu polohu súvrstvia považujú štrky hrubé cca 1 m. Ostatnú masu súvrstvia tvoria íly a prachy s polohami pieskov. Hrúbka pieskových polôh kolíše od niekoľkých desiatok centimetrov do 7 m. Z hĺbkového intervalu 102,7 až 807,6 m, t. j. z martinského súvrstvia, bolo odobratých celkovo 12 vzoriek na mikrofaunistickú a 15 vzoriek na mikrofloristickú analýzu (ex Fendek et al., 1990). Mikrofaunistický obsah je veľmi chudobný, 4 vzorky boli sterilné, v 7 vzorkách boli nájdené bližšie neidentifikovateľné úlomky tenkostenných ostrakód, v jednej vzorke boli nájdené oogónie *Chara* a v hĺbke 704,2 m ostrakódy *Darwinula stevensonia, Leptothere* sp. (Tuba in Fendek et al., 1990). Podľa našich zistení *Darwinula stevensonia* je priebežnou formou vyskytujúcou sa od oligocénu. Mikrofloristické spoločenstvá sú tiež veľmi chudobné, obsahujú teplomilné subtropické rody a druhy, na základe ktorých sa Planderová (in Fendek et al., 1990) domnieva, že vrchná časť martinského súvrstvia je spodnosarmatského veku (vzorka z hĺbky 103,7 m), stredná časť súvrstvia je vrchnobádenského veku (vzorka z hĺbky 305 – 612,3 m) a spodná časť súvrstvia je spodnobádenského? veku (vzorka z hĺbky 803,2 m).



Obr. 5. Profil vrtu ZGT-3 (Gašparik in Fendek et al., 1990) s odbermi vzoriek.

Fig. 5. ZGT-3 lithological well log (Gašparik in Fendek et al., 1990) with sampling sites.

Gašparik (in Fendek et al., 1990), zohľadňujúc litostratigrafické a biostratigrafické členenie výplne Turčianskej kotliny, podľa ktorého vek martinského súvrstvia je sarmat až panón, sa domnieva, že vrtom ZGT-3 prevŕtané ekvivalenty martinského súvrstvia zodpovedajú sarmatu, najskôr spodnému. Čo sa týka prostredia vzniku martinského súvrstvia na základe chudobných mikropaleontologických nálezov, Tuba (in Fendek et al., l. c.) poukazuje, že sedimentácia prebiehala v plytkovodnom jazernom prostredí so sladkou alebo mierne slanou (do 3 %) vodou. Planderová (in Fendek et al., l. c.) poukazuje vo vrchnej časti na prítomnosť brakickej vody (*Labirinthodinium* cf. *truncatum*) a v spodnej časti súvrstvia na prítomnosť pelov močiarnych drevín.

Paleogénne sedimenty tvorené vo vrte ZGT-3 v absolútnej prevahe ílovcami nad ojedinelými lavicami pieskovcov hutianskeho súvrstvia majú podľa Grossa (in Fendek et al., 1990) vrchnú hranicu v hĺbke 1 027, 5 m (obr. 5) a spodnú hranicu pravdepodobne v hĺbke okolo 2 169,5 m (návrt 2 097 až 2 103 m zachytil ešte paleogénne súvrstvie, návrt 2 199 – 2 204,5 m zachytil horniny albského veku krížňanského príkrovu). Hrúbka sedimentov paleogénu podtatranskej skupiny dosahuje vo vrte 1 142 m. Pretože je súvrstvie miestami vztýčené, túto hrúbku treba považovať za nepravú.

Hutianske súvrstvie, ktoré sa bežne nachádza v nadloží bazálneho borovského súvrstvia, máva pomer ílovcov ku pieskovcom podľa Grossa (in Fendek et al., 1990) zhruba od 4 : 1 až 10 : 1 a viac. Jeho hrúbka

Tab. 1
Prehľadná tabuľka zastúpenia foraminifer vo vrte ZGT-3
Synoptic table of foraminifera presence in the ZGT-3 well

Taxón	899 - 900 m	1196 -1197 m	1497 - 1498 m	1800 - 1801 m	2101 - 2102 m	2199 m
Almaena sp.		x				
Ammonia beccarii (L.)			x			
Anomalinoides granosus (Hantk.)		x				
Asterigerinata planorbis (Orb.)		x		x		
Biapertorbis alteconicus Pokorný				x		
Bolivina sp.	x					
Bolivina trunensis Hofmann		x				
Bulimina alsatica Cush. - Parker						x
Cibicidoides ungerianus (Orb.)	x					
Elphidiella sp./cf. *E . cryptostoma* (Egger)				x		
Elphidiella subcarinata (Egger)			x			
Globigerina ampliapertura Bolli				x		
Globigerina officinalis Subb.		x			x	
Globigerina ouachitaensis Howe - Wallace	x					
Globigerina praebulloides Blow	x	x	x			
Globigerina sp.	x				x	
Globigerinoides trilobus (Rss.)	x					
Hansenisca soldanii (Orb.)	x			x		
Haplophragmoides aff. *walteri* (Grzyb.)					x	
Heterolepa eocaena (Guembel)						x
Lobatula lobatula (W. - J.)		x		x		
Nonion sp.				x		
Operculina sp.	x					x
Oridorsalis umbonatus (Rss.)	x	x				
Paragloborotalia opima (Bolli)		x				
Praeglobobulimina pyrula (Orb.)	x					
Reticulophragmium acutidorsatum (Hantk.)						x
Reticulophragmium sp.						x
Reussella oberburgensis (Freyer)				x		
Siphotextularia concava (Karrer)	x					
Sphaeroidina bulloides Orb.	x					x
Subbotina angioporoides (Hornibrook)	x					
Subbotina cryptomphala (Glaessner)	x					
Subbotina gortanii (Borsetti)						x
Subbotina pseudoeoceana (Subb.)				x		
Subbotina pseudovenezuelana (Blow - Banner)						x
Subbotina sp.	x					
Subbotina tapuriensis Blow - Banner						x
Subbotina utilisindex (Jenkins - Orr)	x					
Tenuitella clemenciae (Bermudez)				x		
Tenuitellinata angustiumbilicata (Bolli)		x				
Turborotalia nana (Bolli)						x
Stratigrafické zaradenie vzoriek	vrch. kišcel – eger	vrch. kišcel – eger	vrch. kišcel	vrch. kišcel – eger	kišcel?	vrch. eocén – kišcel

Tab. 2
Zastúpenie foraminifer vo vrte GT-5
Foraminifera presence in GT-5 well

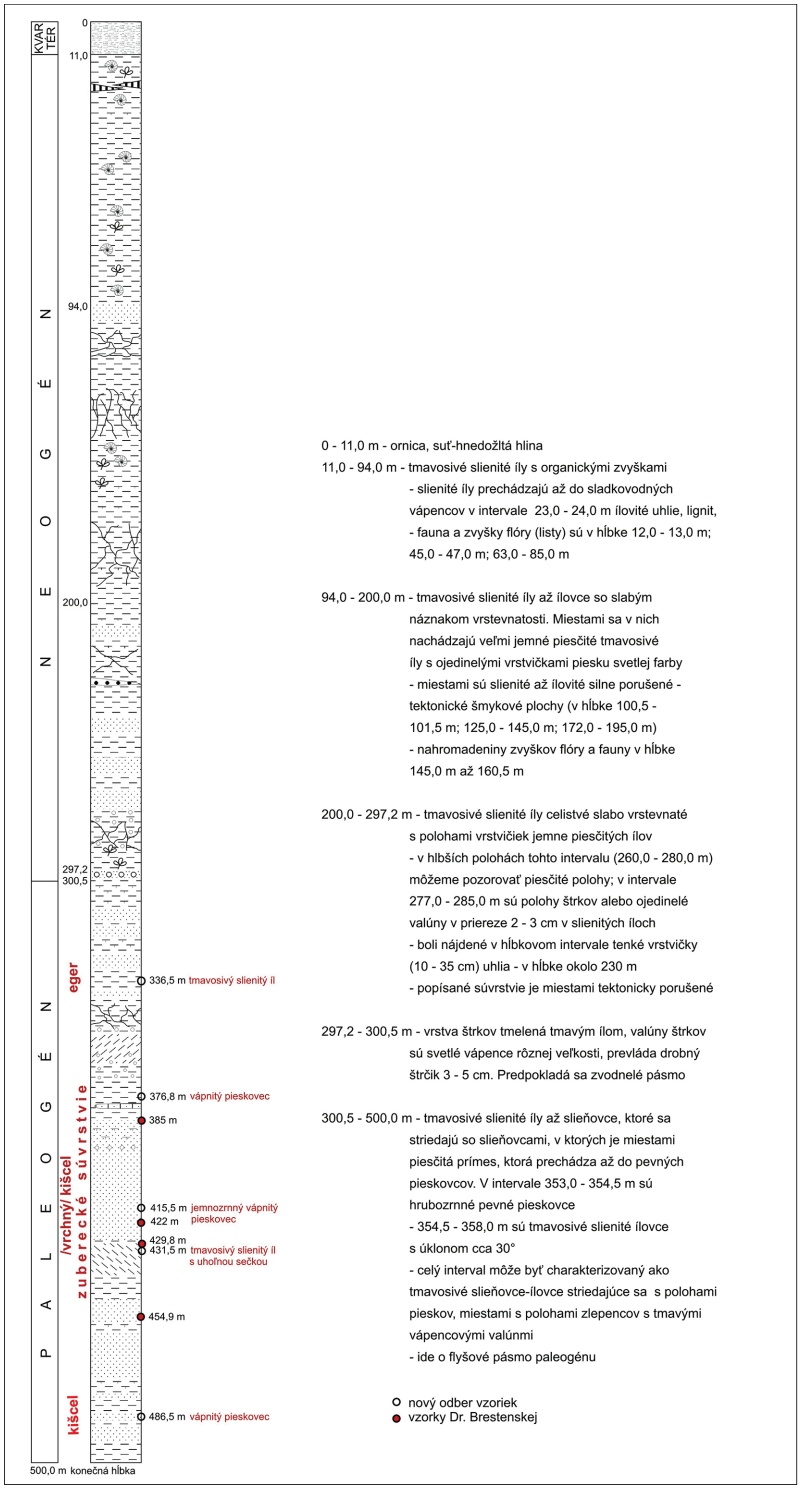
Taxón	336,5 m	376,8 m	415,5 m	422 – 422,1 m	429,8 – 429,9 m	431,5 m	486,5 m
Acarinina topilensis (Cush.) (redep.)				x			
acarininy (redep.)			x				
Almaena osnabrugensis (Roemer)						x	
Bolivina aenariensis Mjatljuk			x				
Bolivina crenulata Cush.	x						
Bolivina dilatata hyalina Hofmann						x	
Bolivina ex gr. *semistriata* Hantken						x	
Bulimina alsatica Cushman - Parker		x					
Bulimina coprolithoides Andreae						x	
Cassigerinella boudecensis Pokorný	x						
Cibicidoides pseudoungerianus Cushm.					x		
Cibicidoides sp.(cf. *Cibicidoides pseudoungerianus* Cushm.)							
Cibicidoides ungerianus (Orb.)			x			x	x
Globigerina ampliapertura Bolli					x		
Globigerina angulisofficinalis Blow	x						
Globigerina angulisuturalis Bolli	x		x				
Globigerina aff. *gnaucki* Blow - Banner							x
Globigerina officinalis Subb.						x	
Globigerina ouachitaensis Howe - Wallace							x
Globigerina postcretacea Mjatljuk		x	x				
Globigerina praebulloides Blow		x		x	x		
Globigerina praebulloides leroyi Blow						x	
Globigerinoides sp.				x			
Globoquadrina sp.				x			
Hanzawaia boueana (Orb.)		x					
Heterolepa dutemplei (Orb.)		x					
Chiloguembelina gracillima (Andreae)						x	
Lobatula lobatula (W. - J.)	x					x	
Nodosaria acuminata Hantk.				x			
Nodosaria sp.		x					
Planulina ambigua (Franzenau)						x	
Reussella oberburgensis (Freyer)					x		
Subbotina aff. *tapuriensis* Blow - Banner					x		
Subbotina corpulenta Subbotina			x				
Subbotina cryptomphala (Glaessner)					x		
Subbotina linaperta (Finlay)							
Subbotina praeturritilina (Blow - Banner)			x			x	
Tenuitella liverovskaye (Bykova)							x
Tenuitella munda (Jenkins)	x						
Tenuitellinata angustiumbilicata (Bolli)	x					x	
Uvigerina rudligensis Papp						x	
Uvigerina sp. (cf. *U. vicksburgensis* Cushman - Ellisor)		x					
Stratigrafické zaradenie vzoriek	eger (akvitán)	vrch.kišcel – eger	vrch.kišcel – sp. eger			vrch.kišcel – sp. eger	kišcel
Revidovaný materiál Dr. Brestenskej				kišcel	kišcel		

kolíše v rozpätí od niekoľko desiatok metrov do 800 m. Organické spoločenstvá, ktoré toto súvrstvie obsahuje (nanoplanktón a sporomorfy), indikujú jeho vrchnoeocénny – priabónsky vek. Vekový diapazón súvrstvia je dosť široký, najspodnejšie polohy hutianskeho súvrstvia prechovávajú nanoplanktón priabónskeho veku, najvyššie polohy až spodnooligocénneho? veku (Raková in Fendek et al., l. c.).

V nasledujúcom texte podávame výsledky štúdia foraminifer z novoodobratých vzoriek vrtu z doteraz mikrofaunisticky neštudovaných metráží, doplnené v hraničných úsekoch o 3 kontrolné analýzy nanoplanktónu (Dr. Halásová, Prírodovedecká fakulta UK, 899 – 900 m, 1 002 m a 2 199 m). Zastúpenie foraminifer a stratigrafické zaradenie jednotlivých metráží vrtu je zohľadnené v tab. 1.

Z hĺbky 899 – 900 m vrtu ZGT-3 Martin sme získali rekryštalizovanú mikrofaunu s priebežným výskytom od eocénu a vrchného kišcelu po kosov, napr.: *Globigerina praebulloides* Blow, *Globigerinoides trilobus* (Rss.),

Subbotina angioporoides (Hornibrook), *Subbotina cryptomphala* (Glaessner), *Subbotina utilisindex* (Jenkins-Orr), ďalej *Hansenisca soldanii* (Orb.), *Oridorsalis umbonatus* (Rss.) a *Siphotextularia concava* (Karrer) (tab. 1).



Obr. 6. Litologický profil vrtom GT-5 (Gašparik et al., 1988) s odbermi vzoriek a s novými výsledkami.

Fig. 6. GT-5 lithological well log (Gašparik et al., 1988) with sampling and new results.

Jednou z mála foriem s užším stratigrafickým diapazónom je *Globigerina ouachitaensis* Howe-Wallace, ktorá sa podľa Berggrena a Pearsona (2005) vyskytuje v rupeli až spodnom akvitáne. Nanoplanktónové spoločenstvá dokumentujú zónu NN1. Na základe asociácie foraminifer a NN1 zóny sedimenty zodpovedajú časovému úseku nad hranicou oligocén – miocén, teda akvitánskemu veku (vrchný eger).

Podľa súčasných výsledkov mikrofauny, ktorá nebola prv študovaná, v hĺbke 1 196 až 1 197 m boli zistené foraminifery s typickými druhmi *Almaena* sp. a *Paragloborotalia opima* (Bolli) (tab. 1), ktoré sa v panvách centrálnej Paratetýdy objavujú vo vrchnom rupeli až spodnom chate (vrchný kiščel až eger). Posledne menovaný druh sa podľa Berggrena a Pearsona (2005) vyskytuje len v chate. Nanoplanktónové spoločenstvá poukazujú na zónu NN1, teda opäť na akvitánsky vek (vrchný eger).

Vo vzorke z hĺbky 2 199 m (sivé sliene a slieňovce, pozri fotodokumentáciu vrtov) pribúdajú vrchnoeocénne formy a aglutinovaná zložka (tá bola zistená už aj v hĺbke 2 101 – 2 102 m) indikujúca hlbokovodnejšie prostredie. Z vrchnopriabónskych až spodnorupelských foriem (vrchnoeocénnych až spodnokišcelských) foraminifer sú prítomné napr. *Subbotina tapuriensis* Blow – Banner a *Subbotina pseudovenezuelana* (Blow – Banner) a vyhodnotený nanoplanktón súvrstvia tiež dokladoval oligocénny vek. Spoločenstvo foraminifer s rodmi *Hedbergella, Thalmanninella* a *Rotalipora* z hĺbky 2 199 – 2 204,5 m (tmavosivé až čierne silne prevrásnené sliene až slieňovce albu až spodného cenomanu), ktoré z mikrofaciálneho hľadiska opísala Kullmanová (in Fendek et al., 1990, s. 47), nebolo nájdené. Kullmanová (l. c.) opisuje, že časť zachovanej hedbergelovej mikrofauny sa vyznačuje malými a poškodenými jedincami, rody *Thalmanninella* a *Rotalipora* sú nepoškodené. Charakteristické pre opísanú asociáciu je, že schránky sú vyplnené pyritom. Vzhľadom na litologický charakter, spoločenstvo foraminifer a neprítomnosť pieskovcov Kullmanová zaraďuje (l. c.) toto slieňovcové súvrstvie k obalovej jednotke. Keďže v Malej Fatre takýto vývoj albu nepozná, uvažuje skôr o vzťahoch k šiprúňskej sukcesii.

Vrt GT-5 Žabokreky (obr. 4, 6, tab. 2, fototab. III – V)

V správe Gašparika a Brestenskej (1975) sa v úvode spomína, že správa obsahuje mikropaleontologické analýzy vrtov BJ-2 (Záturčie), GT-5 (Žabokreky)

a GT-6 (Turčiansky Peter). V skutočnosti správa mikropaleontologické výsledky z vrtu GT-5 neobsahuje a absentujú aj v neskorších správach a publikáciách zaoberajúcich sa biostratigrafiou tohto územia (napr. Gašparik et al., 1995). Uvádza sa len profil vrtov v rôznych obmenách, raz do 300 m (neogénna časť, napr. Gašparik et al., 1995), inokedy kompletný vrt (do 500 m; Gašparik et al., 1988; obr. 6). Podobne chýba k vrtu aj litostratigrafia. V správe Brestenskej a Planderovej (1979, s. 9) sa Brestenská zmieňuje, že na mikropaleontológiu z vrtu GT-5 dostala vzorky z hĺbky 371 – 455 m a zdá sa jej, že je to autochtónny eocén. Bližšie ich nevyhodnocovala. Z plytších častí vrtu jej vzorky neboli dodané. Keďže vrt nebol od 300 m do konečnej hĺbky (500 m) mikrofaunisticky spracovaný, materiál Dr. Brestenskej sme opätovným odberom zahustili a vyhodnotili. Z materiálu tejto špecialistky sme zároveň zrevidovali a vyhodnotili ostatné vzorky, ktorých vyhodnotenie sme v správach nenašli (tab. 2). Sedimenty študovaného úseku vrtu GT-5 (336,5 – 486,5 m, tab. 2) sme litostratigraficky zaradili k zubereckému súvrstviu (Gross, 2008) vekového rozpätia kiščel až eger. V hĺbke 336,5 m v tmavosivom slienitom íle sme našli taxón *Cassigerinella boudecensis* Pokorný so spodnou hranicou výskytu (FAD) eger (akvitán) a vrchnokiščelskou hranicou napr. *Tenuitella munda* (Jenkins) a *Globigerina angulisuturalis* Bolli.

V hĺbke 486,5 m (vápnitý pieskovec) je vzhľadom na málo preukázateľné formy nešpecifikovaný kiščel. Objavuje sa síce viac vrchnoeocénny planktón, ale *Globigerina* aff. *gnaucki* Blow-Banner podľa Berggrena a Pearsona (2005) má FAD v rupeli a LAD v spodnom akvitáne, čiže sedimenty sú kiščelského až egerského veku.

V ostatných metrážach vrtu (376,8 m vápnitý pieskovec; 415,5 m jemnozrnný vápnitý pieskovec a 431,5 m tmavosivý slienitý íl s uhoľnou sečkou) k typicky kiščelským formám patria: *Bolivina aenariensis* Mjatljuk, *Globigerina angulisuturalis* Bolli, *Almaena osnabrugensis* (Roemer), *Chiloguembelina gracillima* (Andreae), *Uvigerina rudligensis* Papp, *Planulina ambigua* (Franzenau) a *Tenuitella munda* (Jenkins).

Zo zrevidovaného materiálu Dr. Brestenskej sme vo vrte GT-2 Ďanová (obr. 1) našli kiščel až oligomiocénne foraminifery: v hĺbke 60,1 – 60,2 m *Chiloguembelina gracillima* (Andreae), v hĺbke 114,8 – 114,9 m *Semivulvulina deperdita* (Orb.) a *Uvigerina rudligensis* Papp.

Revízia starších biostratigrafických výskumov Turčianskej kotliny

O niektorých zrevidovaných paleogénnych vzorkách sme sa zmienili už v kap. Prehľad biostratigrafických výskumov paleogénnych usadenín Turčianskej kotliny.

Vo výplavoch vrtu GT-2 pri Ďanovej našla Brestenská (1971, obr. 1) v hĺbke 50,5 – 50,6 m popri nemenovaných „eocénnych“ malých foraminiferách aj úlomky schránok gastropódov, oogónií characeí a koreňové konkrécie, ktoré poukazujú na to, že v tejto polohe nejde o autochtónne eocénne morské prvky, kým foraminifery sú na mieste. V hĺbke 60,1 – 60,2 m sme však pri revízii našli kiščelský taxón *Chiloguembelina gracillima* (Andreae) a v hĺbke 114,8 – 114,9 m od vrchného kiščelu sa vyskytujúce taxóny *Semivulvulina deperdita* (Orb.) a *Uvigerina rudligensis* Papp, ktorého vrchná hranica výskytu (LAD) v centrálnej Paratetýde je v spodnom egeri. Na základe týchto štúdií nie sú sedimenty eocénne, ale mladšie, oligocénne.

V blízkosti obce Dolný Kalník našiel Samuel (in Gašparik et al., 1995) mikrofaunu poukazujúcu na vrchný lutét – bartón. Určil druhy: *Truncorotaloides (A.) densa* (Cushman), *T. topilensis* (Cushman), *Globigerina pseudovenezuelana* (Blow et Banner), *G. linaperta* (Finlay), *G. eocaena* (Gümbel), *G. boweri* (Bolli), *G. frontosa* (Subb.), *Globigerapsis subconglobota* (Shalikov), *Rotalia lithothamnica* (Uhlig), *Anomalina (A.) manthaensis* (Galloway et Morrey). Podľa našej revízie môže byť súvrstvie aj mladšie, priabónske, niektoré formy zasahujú až do spodného kiščelu (pozri tab. 3). *Globigerina ouachitaensis* (Howe et Wallace) má podľa mnohých autorov FAD až v rupeli.

SZ od Dolného Jasena v záreze poľnej cesty našiel Samuel (in Gašparik et al., l. c.) mikrofaunu, ktorú zaradil do vrchného eocénu: *Globigerina ouachitaensis* (Hower et Wallace), *G. linaperta* (Finlay), *G. pseudovenezuelana* (Blow et Banner), *G. eocaena* (Gümbel), *G. officinalis* (Subbotina). Podľa revízie môžu byť sedimenty aj mladšie, spodnooligocénne (kiščel). Formy so spodnou hranicou výskytu od oligocénu neboli nájdené, ale niektoré zasahujú až do vrchného kiščelu (pozri tab. 3).

V tmavosivých slienitých bridliciach pri cintoríne v Hornom Jasene bola vo vzorke nájdená mikrofauna (Samuel in Gašparik et al., 1995) zodpovedajúca

Tab. 3
Tabuľka rozšírenia revidovaných taxónov
Distribution table of revised taxons

Taxón	Súčasné rozšírenie
Subbotina angioporoides (Finlay)	do spodného kiščelu
Subbotina eocaena (Gümbel)	najvyšší yprés - spodný kiščel
Subbotina linaperta (Finlay)	do priabónu
Globigerina officinalis (Subbotina)	do vrch. oligocénu až egeru
Globigerina ouachitaensis (Hower et Wallace)	oligocén až eger
Subbotina pseudovenezuelana (Blow et Banner)	vrchný eocén až spodný kiščel
Rotalia lithothamnica (Uhlig)	do spodného kiščelu

Taxón	Vzorka					
	vz. 2, 4 Nolčovo	Turč. Štiavnička	b. 159, 159a Sklabiňa	Záborie (b. 50, vz. A ,B, C)	Podhradie	Ďaňová (b. 143)
Tenuitella danvillensis Howe et Wallace				x		
Subbotina eocaena Guembel	x		x			
Globigerina ex gr. *praebulloides* Blow					x	x
Subbotina frontosa Subbotina		x	x			
Subbotina hagni Gohrbandt			x			
Tenuitella liverovskae Bykova						x
Globigerina officinalis Subbotina				x	x	x
Globigerina ouachitaensis Howe et Wallace				x		
Globigerina postcretacea Mjatluk -pyritiz. jadro						x
Globigerina pseudoampliapertura Blow et Banner				x		
Globigerinatheca subconglobata (Šutskaya)	x					
Turborotalia pomeroli Toumarkine & Bolli		x				
Turborotalia (A.) *bulbrooki* (Bolli)			x			
Turborotalia cerroazulensis (Cole)		x				
Turborotalia ex gr. *cerroazulensis* (Cole)				x		
zaradenie podľa Samuela	vyš. časť vrch. lutétu	spodný priabón	sp. - str. č. vrch. lutétu	vrchný priabón	vrchný priabón	sp. - ?str. oligocén
revidované / emendované taxóny				oligocén	oligocén	oligocén

Výskyt taxónu
od oligocénu
najvyšší yprés až rupel (kišcel)
len lutét
vrchný kuiz až priabón
priabón až oligocén
bartón až sp. akvitán
rupel-sp.akvitán
vrchný lutét až oligocén
vrchný kuiz až lutét
vrchný lutét až sp. priabón
yprés až sp. priabón
vrchný lutét až priabón

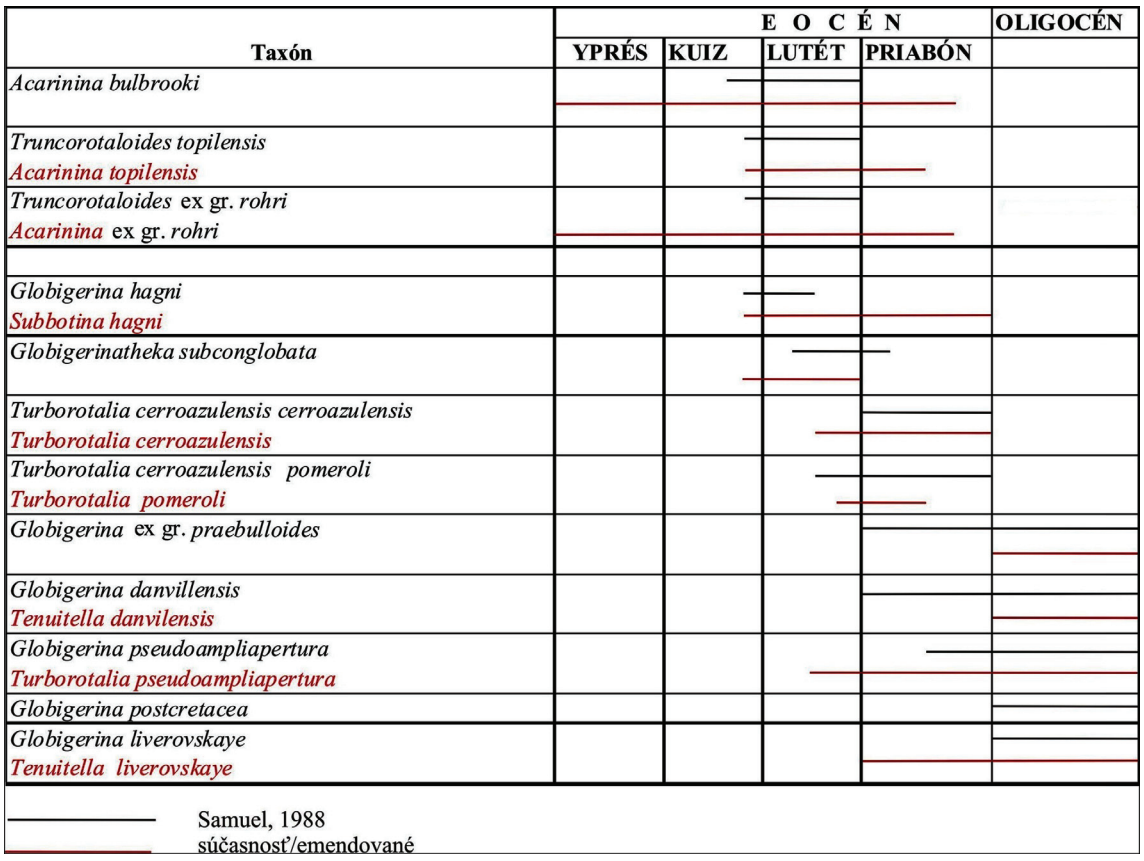
Obr. 7. Zrevidované paleogénne vzorky (Samuel, 1988).

Fig. 7. Revided paleogene samples (Samuel, 1988).

spodnému priabónu: *Globigerina eocaena* (Gümbel), *G. linaperta* (Finlay), *G. angioporoides* (Finlay), *G. pseudovenezuelana* (Blow et Banner), *G. ouachitaensis* (Hower et Wallace), *Globonomalia* cf. *micra* (Cole), *Globigerapsis index* (Finlay), *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob), *Uvigerina* sp., rádiolária. Podľa revízie môžu byť vzorky aj mladšie, spodnooligocénne (kišcel), pretože niektoré formy zasahujú až do vrchného kišcelu (pozri tab. 3).

Biostratigrafickým výskumom paleogénnych sedimentov Turčianskej kotliny na základe foraminifer z oblasti Nolčova, Konského, Sklabine, Turč. Štiavničky a Rakše (hladkostenné ostrakódy) sa v r. 1987 zaoberal Samuel. Prevažná časť vzoriek bola bezfosílna alebo veľmi chudobná na mikrofosílie. Z oblasti Nolčova boli pozitívne 2 vzorky (č. 2 a č. 4), ktoré na základe najbežnejšej formy *Globigerina eocaena* Guembel Samuel situuje do eocénu; vzácnejší je výskyt druhov: *Globigerinatheca subconglobata* (Šutskaya), *Turborotalia (A.) rotundimarginata* (Subbotina), *T. (A.) simulatilis* (Krajeva) a *Globigerina boweri* Bolli, čím sa spresňuje na vyššiu časť vrchného lutétu (borovské súvrstvie). V zložení mikroasociácií vzoriek z Turč. Štiavničky acarininová zložka chýba, objavujú sa zástupcovia fylogenetickej skupiny *Globigerina frontosa – Turborotalia cerroazulensis* (*T. cerroazulensis* a *T. pomeroli*) známe od bázy vrchného eocénu, na základe čoho sa domnieva, že stratigrafická pozícia sedimentov vnútrokarpatského paleogénu z lokality Turčianska Štiavnička je oproti Nolčovu vyššia, spodnopriabónska (hutianske súvrstvie). Ďalšie pozitívne vzorky získal Samuel zo Sklabine (body 159 a 159a). Z foraminifer v obidvoch skúmaných vzorkách opäť dominuje planktonická zložka, z ktorej relatívne najpočetnejšie sa vyskytuje druh *Globigerina eocaena* Guembel, tento druh v súčasnosti má LAD v spodnom kišceli (tab. 3). K druhom, s ktorými sa nestretol v predchádzajúcich vzorkách, patrí *Globigerina hagni* Gohrbandt, *Globigerina frontosa* Subbotina a *Turborotalia (A.) bulbrooki* (Bolli). Podľa skúseností z jeho doterajšieho výskumu vnútrokarpatského sedimentačného cyklu (podtatranská skupina) prvý z menovaných druhov sa vyskytuje väčšinou buď v pelitickej zložke bazálneho súvrstvia (borovské súvrstvie) alebo v spodnej časti jeho nadložného súvrstvia (hutnianske súvrstvie). Viac-menej obdobný výskyt majú aj ďalšie dva vyššie menované druhy, t. j. *Globigerina frontosa* Subbotina a *Turborotalia (A.) bulbrooki* (Bolli). Z uvedenej komparatívnej metódy vyplýva, že z hľadiska stratigrafickej pozície opisované vzorky zo Sklabine sú najstaršie, patria spodnej až strednej časti vrchného lutétu (borovské súvrstvie).

Samuel (1988) mikrofaunisticky doložil zuberecké súvrstvie v lokalitách Záborie, Podhradie, Blatnica a Ďanová (obr. 7). Z profilu Záborie (dok. bod č. 50, vzor. A, B, C) získal tri pozitívne vzorky. Spoločenstvá



Obr. 8. Korelácia výskytu taxónov v súčasnosti.

Fig. 8. Taxon occurrence correlation in present.

TAB. I. 1, 2, 2a – 899 – 900 m tmavosivé vápnité íly až ílovce, martinské súvrstvie; 3, 4 – 1 196 – 1 197 m tmavosivozelenkasté strednozrnné pieskovce a ílovce, hutianske súvrstvie; 5, 6 – 1 300 – 1 301 m tmavosivé slabo vápnité ílovce s tenkobridličnatým a lastúrnatým lomom, miestami s tektonickými zrkadlami, hutianske súvrstvie. Obr. 1 – 6 – vrt ZGT-3 Martin.

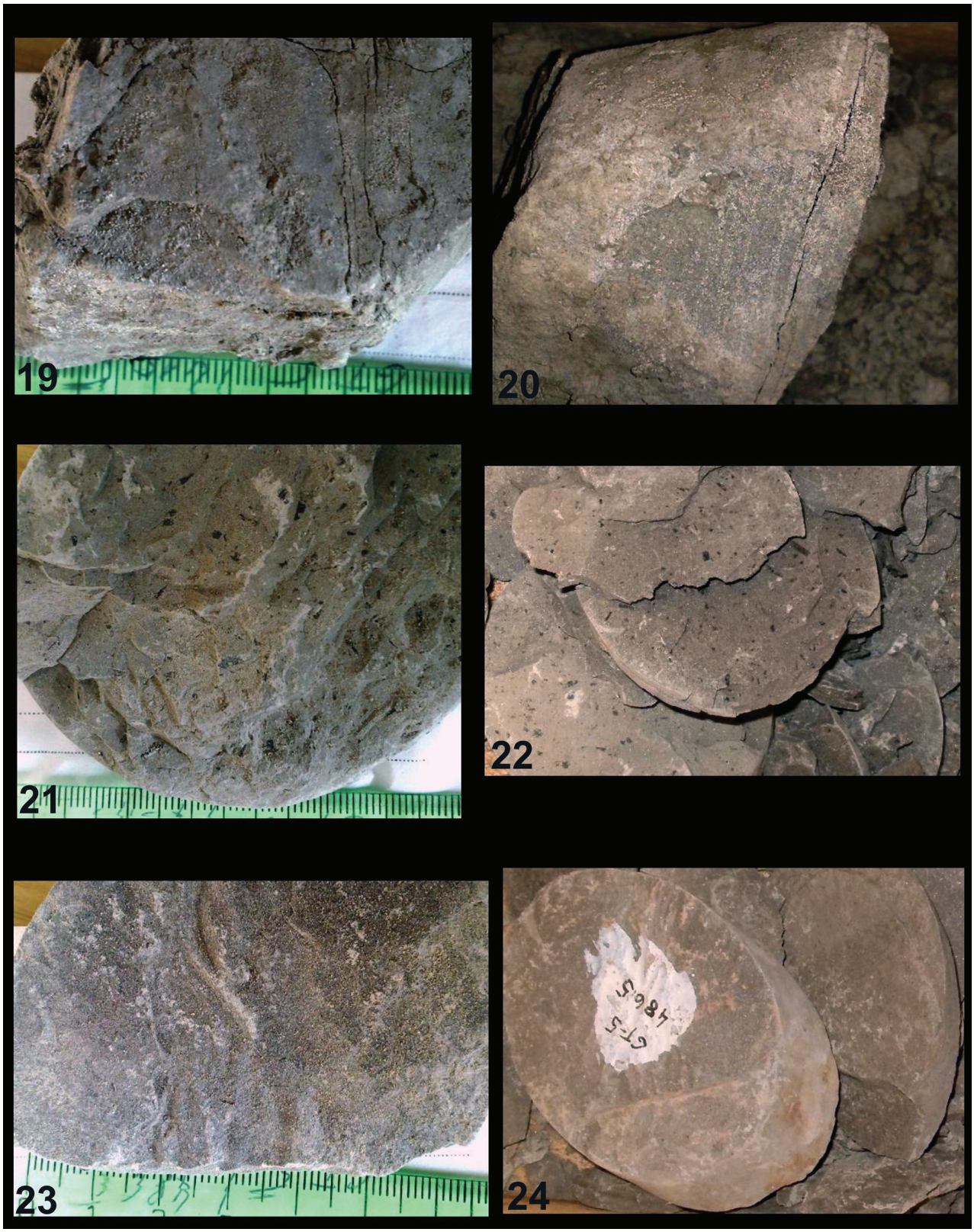
Pl. I. 1, 2, 2a – 899–900 m – pale grey calcareous clay to claystone, Martin Formation; 3, 4 – 1 196–1 197 m – pale grey to greenish medium grained sandstone and claystone, Huty Formation; 5, 6 – 1 300–1 301 m – pale grey slightly calcareous claystone with thin laminated and shell-like disintegration, locally with tectonic mirrors, Huty Formation. Figs. 1–6 – ZGT-3 well Martin.

TAB. II. 7, 8 – 1 497 – 1 498 m ílovce a ílosiltovce, miestami so závaľkami mezozoických karbonátov a pieskovcov, hutianske súvrstvie; 9, 10 – 1 800 – 1 801 m tmavosivé ílovce a strednozrnné vápnité pieskovce, hutianske súvrstvie; 11 – 2 101 – 2 102 m sivé sliene a slieňovce, hutianske súvrstvie. Obr. 7 – 11 – vrt ZGT-3 Martin.

Pl. II. 7, 8 – 1 497–1 498 m – claystone and clayey siltstone, locally with clasts of Mesozoic carbonates and sandstones, Huty Formation; 9, 10 – 1 800–1 801 m – pale grey claystone and medium grained calcareous sandstone, Huty Formation; 11 – 2 101–2 102 m – grey marl and marlstone, Huty Formation. Figs. 7–11 – ZGT-3 well Martin.

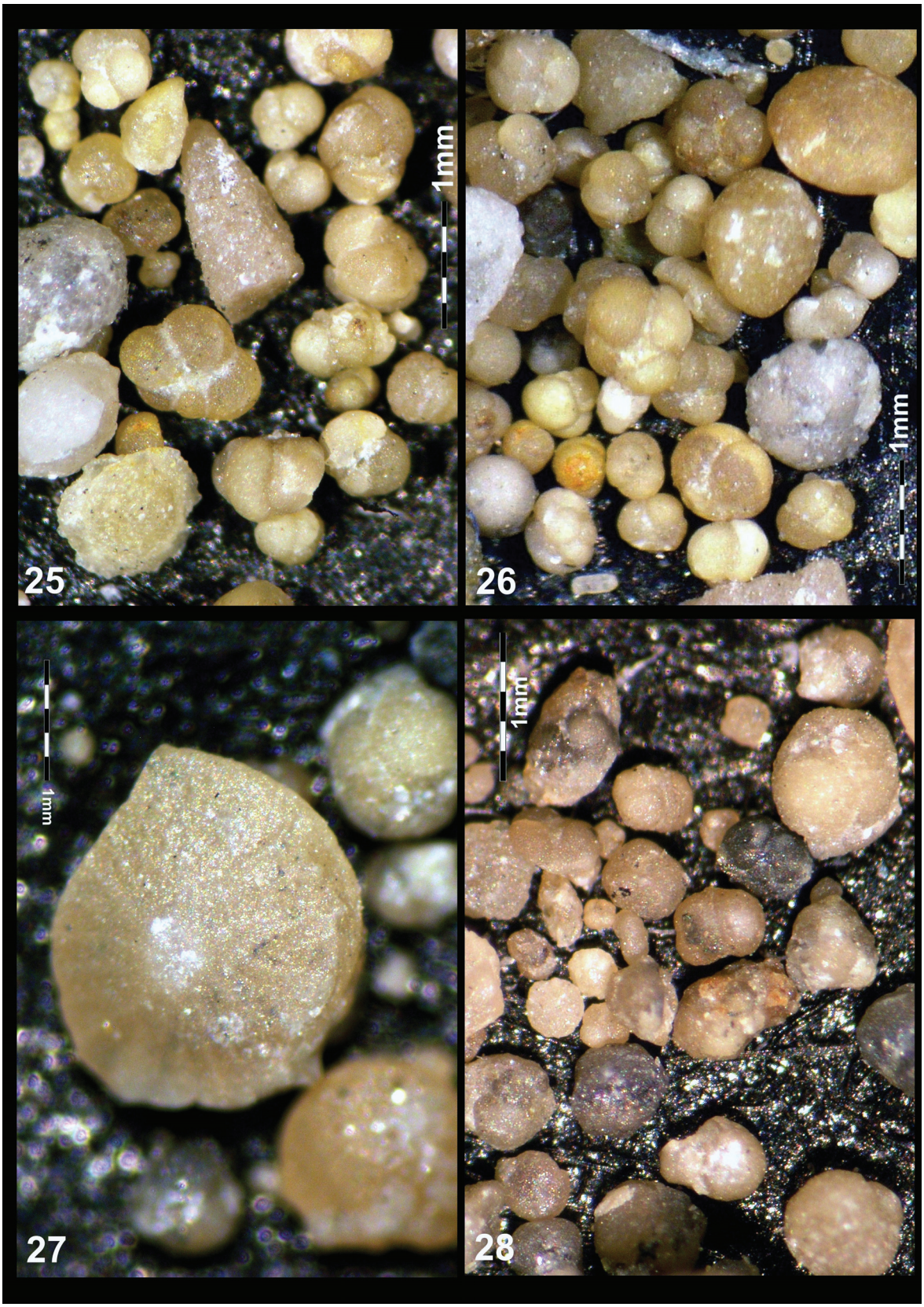
TAB. III. 12 – 2 101 – 2 102 m sivé sliene a slieňovce, hutianske súvrstvie; 13, 14 – 2 199 m sivé sliene a slieňovce; 15, 16 – 336,5 m tmavosivý slienitý íl, paleogén; 17, 18 – 376,8 m vápnitý pieskovec, paleogén. Obr. 12 – 14 – vrt ZGT-3 Martin, obr. 15 – 18 – vrt GT-5 Žabokreky.

Pl. III. 12 – 2 101–2 102 m – grey marl and marlstone, Huty Formation; 13, 14 – 2 199 m – grey marl and marlstone; 15, 16 – 336.5 m – pale grey marly clay, Paleogene; 17, 18 – 376.8 m calcareous sandstone, Paleogene. Figs. 12–14 – ZGT-3 well Martin, Figs. 15–18 – GT-5 well Žabokreky.



TAB. IV. 19, 20 – 415,5 m vápnitý pieskovec, paleogén; 21, 22 – 431,5 m tmavosivý slienitý íl s uhoľnou sečkou, paleogén; 23, 24 – 486,5 m vápnitý pieskovec, paleogén. Obr. 19 – 24 – vrt GT-5 Žabokreky.

PI. IV. 19, 20 – 415.5 m – calcareous sandstone, Paleogene; 21, 22 – 431.5 m – pale grey marly clay with coal debris, Paleogene; 23, 24 – 486.5 m calcareous sandstone, Paleogene. Figs. 19–24 – GT-5 well Žabokreky.



TAB. V. 25, 26 – spoločenstvo foraminifer z vrtu ZGT-3, hĺbka 899 – 900 m; 27, 28 – spoločenstvo foraminifer z vrtu ZGT-3, hĺbka 2 199 m.
Pl. V. 25, 26 – association of foraminifers from ZGT-3 well, depth 899–900 m; 27, 28 – association of foraminifers – ZGT-3 well, depth 2 199 m.

vo všetkých vzorkách sa skladajú z planktonických foraminifer reprezentovaných hlavne druhom *Globigerina officinalis* Subbotina. Sporadicky sa ďalej vyskytujú *Globigerina ouachitaensis* Howe et Wallace, *Globigerina danvillensis* Howe et Wallace, *Globigerina pseudoampliapertura* Blow et Banner a *Turborotalia* ex gr. *cerroazulensis* (Cole). Okrem poslednej menovanej formy sa všetky vyššie uvedené druhy začínajú objavovať s určitým časovým posunom od vrchného priabónu a vymierajú v oligocéne. Vzhľadom na spoločný výskyt druhov s formou zo skupiny *Turborotalia cerroazulensis* (Cole) začleňuje opisovanú asociáciu do vrchného priabónu, keďže posledná menovaná neprekračuje hranicu vrchného priabónu. V súčasnosti je *Tenuitella danvillensis* (Howe et Wallace) oligocénny druh (Cicha et al., 1998), preto aj sedimenty musia byť oligocénne (obr. 7). Rovnako aj *Globigerina ouachitaensis* Howe et Wallace svedčí o oligocénnom veku.

Asociácia z Podhradia sa skladá z bentonických foriem a zo vzácne sa vyskytujúcich planktonických foriem, ktoré reprezentujú iba malé globigeriny: *Globigerina officinalis* Subbotina a *Globigerina* ex gr. *praebulloides* Blow. Z bentonických foriem boli identifikované *Reussella* sp., *Cassidulina* cf. *laevigata* d´Orbigny, *Cibicides karpaticus* Mjatliuk, *Cibicides* div. sp. hlavne na základe výskytu uvedených „malých" globigerín začleňuje opisovanú asociáciu do vrchného priabónu, t. j. do karpatskej biozóny Globigerina officinalis.

Medzi stratigraficky najmladšie zaraďuje asociáciu z lokality Ďanová (dok. bod č. 143). Z globigerín okrem druhov *Globigerina officinalis* Subbotina a *Globigerina* ex gr. *praebulloides* Blow sa tu vyskytuje pyritizované jadro najskôr patriace druhu *Globigerina postcretacea* Mjatluk a *Globigerina liverovskae* Bykova. Prvé dva z menovaných druhov patria relatívne k bežne sa vyskytujúcim druhom vo vrchnom eocéne (priabóne), kým ďalšie dva sa uvádzajú z oligocénu a patria k indexovým druhom karpatskej biozóny Globigerina postcretacea. Korelácia tejto biozóny s chronostratigrafickými jednotkami oligocénu nie je doteraz presne objasnená, keďže pozícia doterajších oligocénnych stupňov ako validných chronostratigrafických jednotiek nie je presne stanovená. Z uvedeného Samuel (1988) dedukuje, že zuberecké súvrstvie v Turčianskej kotline zasahuje až do oligocénu. To znamená, že vrchnou časťou alternuje s bielopotockým súvrstvím, ktoré reprezentuje vlastne najvrchnejšiu litostratigrafickú jednotku podtatranskej skupiny centrálnokarpatského paleogénu.

Ako indexové fosílie Samuel (1988) uvádza: *Acarinina bulbrooki, Acarinina rotundimarginata, Truncorotaloides topilensis, Truncorotaloides* ex gr. *rohri, Globigerina boweri, Globigerina hagni, Globigerinatheka subconglobata, Turborotalia cerroazulensis, T. pomeroli, Globigerina* ex gr. *praebulloides, Globigerina danvillensis, Globigerina officinalis, Globigerina pseudoampliapertura, Globigerina postcretacea, Globigerina liverovskaye.*

V korelačnej tabuľke (obr. 8) porovnávame výskyt týchto taxónov so súčasným stavom ich výskytu a na obr. 7 sme vzorky zrevidovali. Podľa obr. 7 vzorky zo Záboria a Podhradia preraďujeme na základe súčasných výskytov taxónov do oligocénu.

Revidované výsledky z paleogénu vrtov ZGT-3 a GT-5 sú podrobne uvedené v kap. Mikropaleontologické vyhodnotenie vzoriek.

Diskusia

Z výsledkov vyplýva, že na západ od stredoslovenského lineamentu (Turčianska kotlina) sedimentácia paleogénnych paniev (CKP) končí v chate – egeri s následnou egenburskou transgresiou (Viedenská panva – Kováč et al., 2004; Považie – Salaj a Zlinská, 1991; Turčianska kotlina – Kováč et al., 2011), kým na východ od lineamentu sedimentácia pretrváva v chate (egeri) až akvitáne (spodnom egenburgu), napr. bielopotocké, prešovské a čelovské súvrstvie, otnang chýba – výzdvih. Otáznym zostáva vývoj v Hornonitrianskom regióne, ktorý je podobný južnoslovensko-severomaďarskej oblasti (Tari et al.,1993; Sztanó, 1994 – pétervásarská panva), kde sedimentácia začína v neskorom rupeli (kišcel – čížske súvrstvie) a pokračuje széczenským šlírom – lučenecké a filakovské súvrstvie (eger – eggenburg) s predpokladanou komunikáciou s magurským sedimentačným priestorom. Morská sedimentácia tu končí podobne ako vo Východoslovenskej panve v otnangu.

Biostratigrafické závery

Vzhľadom na sladkovodné prostredie neogénnych sedimentov (martinské súvrstvie) vo vrte ZGT-3 (Martin, do 1 027,5 m; obr. 4, 5) sme mikrofaunu detailne nerevidovali. Podľa litologického opisu paleogénnych usadenín vrtu a po konzultácii s autorom litostratigrafickej jednotky hornú časť paleogénnych sedimentov od 899 do 1 406 m preraďujeme do zubereckého súvrstvia. V jeho podloží až do hĺbky 2 199 m je hutianske súvrstvie.

Paleogénne sedimenty v najväčšej študovanej hĺbke, 899 m, obsahujú asociáciu foraminifer, v ktorej kvantitatívnu prevahu mala planktonická zložka. Pozostávala z rekryštalizovaných jadier v centrálnej Paratetýde priebežne sa vyskytujúcich foriem od eocénu – vrchného kišcelu, napr.: *Globigerina praebulloides* Blow, *Globigerinoides trilobus* (Rss.), *Subbotina angioporoides* (Hornibrook), *Subbotina cryptomphala* (Glaessner), *Subbotina utilisindex* (Jenkins-Orr), ďalej *Hansenisca soldanii* (Orb.), *Oridorsalis umbonatus* (Rss.) a *Siphotextularia concava* (Karrer) (tab. 1). Jednou z mála foriem s užším stratigrafickým diapazónom je *Globigerina ouachitaensis* Howe-Wallace, ktorá sa vyskytuje v rupeli až spodnom akvitáne. Keďže nanoplanktónové spoločenstvá poukazujú na zónu NN1, sedimenty zodpovedajú veku spodný akvitán – vrchný eger.

Raková (in Fendek et al., 1990) v hĺbke 1 305,5 až 1 805 m našla v asociácii nanoplanktónu aj druh *Reticulofenestra lockeri* Müller. Podľa našich zistení je to typický strednooligocénny druh (zdroj napr. z The International Nannoplankton Association, http://ina.tmsoc.org), ale vrstvy zaradila do spodného priabónu až spodného oligocénu. V tmavosivozelenkastých strednozrnných pieskovcoch a ílovcoch paleogénu (hĺbka 1 196 – 1 197 m) sme pri revízii zistili veľmi drobnú

foraminiferovú asociáciu poukazujúcu na vrchnokišcelský až egerský vek sedimentov [*Paragloborotalia opima opima* (Bolli), *Bolivina trunensis* Hofmann a zástupcovia rodu *Almaena*]. *Paragloborotalia opima* (Bolli) sa podľa Berggrena a Pearsona (2005) vyskytuje len v chate. Aj v hĺbke 1 800 – 1 801 m a 2 101 – 2 102 m sú foraminifery vrchnokišcelského až egerského veku (rupel – chat).

Zaujímavým zistením je, že v hĺbke 2 199 m (sivé sliene a slieňovce) sa nachádzala nie kriedová, ale paleogénna mikrofauna, ktorá pozostávala z rekryštalizovaných vrchnoeocénnych až spodnooligocénnych foraminifer, napr. *Subbotina tapuriensis* Blow – Banner a *Subbotina pseudovenezuelana* (Blow – Banner). Hedbergelovú mikrofaunu, typickú pre alb až spodný cenoman, akú opisuje Kullmanová (in Fendek et al., 1990), sme nenašli. Kontrolné analýzy vápnitého nanoplanktónu v tejto metráži poukázali tiež na oligocénny vek.

Na základe biostratigrafických dát teda spodnú hranicu paleogénu posúvame nižšie, až do hĺbky 2 199 m.

Doteraz mikrobiostratigraficky nedatované „eocénne" sedimenty z hĺbky 300,5 – 500 m vo vrte GT-5 (Žabokreky, obr. 4, 6) vykazovali foraminifery kišcel až egerského veku a litologicky ich zaraďujeme k zubereckému súvrstviu (Gross, 2008; obr. 3, tab. 2).

V hĺbke 336,5 m sme našli taxón *Cassigerinella boudecensis* Pokorný so spodnou hranicou výskytu (FAD) eger (akvitán) a vrchnokišcelskou hranicou napr. *Tenuitella munda* (Jenkins) a *Globigerina angulisuturalis* Bolli.

V hĺbke 486,5 m je vzhľadom na málo preukázateľné formy nešpecifikovaný kišcel. Objavuje sa síce viac vrchnoeocénny planktón, ale *Globigerina* aff. *gnaucki* Blow-Banner podľa Berggrena a Pearsona (2005) má FAD v rupeli a LAD v spodnom akvitáne, čiže sedimenty sú kišcelského až egerského veku.

V ostatných metrážach vrtu (376,8 m, 415,5 m a 431,5 m) k typicky kišcelským formám patria: *Bolivina aenariensis* Mjatljuk, *Globigerina angulisuturalis* Bolli, *Almaena osnabrugensis* (Roemer), *Chiloguembelina gracillima* (Andreae), *Uvigerina rudligensis* Papp, *Planulina ambigua* (Franzenau) a *Tenuitella munda* (Jenkins).

Súčasne sme zrevidovali aj povrchové vzorky mikrofaunisticky vyhodnocované v 80. rokoch za účelom mapovania v mierke 1 : 25 000. Aj tu sme vek jednotlivých súvrství „omladili".

Z revíznych štúdií mikrofauny a novoodobratých vzoriek z vrtov vyplýva, že sedimenty paleogénu v oblasti Turčianskej kotliny sú mladšie, než sa prv predpokladalo.

Získané biostratigrafické dáta sú cenným príspevkom k poznaniu geológie Turčianskej kotliny.

References

Andrusov, D., 1954: O veku výplne Turčianskej kotliny a o vývine pliocénu na strednom Slovensku. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 5, 1 – 4, 255 – 269.*

Benešová, E., 1958: Mikropaleontologické spracovanie paleogénu z niektorých vrtieb TK a povrchových vzoriek z Turčianskej kotliny. *Manuskript. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Berggren, W. A. & Pearson, P. N., 2005: A revised Iropicalto subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. *J. Foraminiferal Research, 35, 4, 279 – 298.*

Bolli, H. M. & Saunders, J. B., 1985: Oligocene to Holocene low latitude planktonic foraminifera. *In: Bolli, H. M., Saunders, J. B. & Perch-Nielsen, K. (eds.): Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press, Cambridge, 155 – 262.*

Brestenská, E., 1971: Správa o orientačnom spracovaní mikrofauny z vrtu GT 1 – 3 v Turčianskej kotline. Čiastková úloha. *Manuskript. Archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Brestenská, E., 1972: Mikropaleontologické spracovanie sedimentov z vrtu GHŠ-1 Horná Štubňa. Čiastková správa za rok 1972. *Manuskript. Archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Brestenská, E., 1975: Správa o mikropaleontologickom spracovaní sedimentov neogénnej výplne severnej časti Turčianskej kotliny. *Manuskript. Archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Brestenská, E. & Planderová, E., 1979: Biostratigrafia neogénu Turčianskej kotliny na základe ostrakód a mikroflóry. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Buday, T., 1962: Neogén Turčianské kotliny. *Sbor. Ústř. Úst. geol. (Praha), 27 (1960), 475 – 502.*

Cicha, I., Rögl, F., Čtyroká, J., Rupp, Ch., Bajraktarevic, Z., Baldi, T., Bobrinskaya, O. G., Darakchieva, St., Fuchs, R., Gagic, N., Gruzman, A. D., Halmai, J., Krasheninnikov, V. A., Kalac, K., Korecz-Laky, I., Krhovsky, J., Luczkowska, E., Nagy--Gellai, A., Olszewska, B., Popescu, Gh., Reiser, H., Schmid, M. E., Schreiber, O., Serova, M. Y., Szegö, E., Sztrakos, K., Venglinskyi, I. V. & Wenger, W., 1998: Oligocene–Miocene Foraminifera of the Central Paratethys. *Abh. Senckenberg. naturforsch. Gesell. (Frankfurt a. Main), 549, 1 – 325.*

Fendek, M., Gašparik, J., Gross, P., Jančí, J., Kohút, M., Král, J., Kullmanová, A., Planderová, E., Raková, J., Rakús, M., Snopková, P., Tuba, Ľ., Vass, D. & Vozárová, A., 1990: Správa o výskumnom geotermálnom vrte ZGT-3 Turiec v Martine a prognózne zdroje GE v oblasti Martina. *Manuskript. Archív, Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Gašparik, J., 1989: Geologický vývoj južnej časti Turčianskej kotliny. *Geol. Práce, Spr., 90, 43 – 55.*

Gašparik, J. & Brestenská, E., 1975: Stratigrafické a litologické štúdium terciérnych sedimentov v severnej časti Turčianskej kotliny. *Manuskript. Archív, Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Gašparik, J., Gorek, J., Halouzka, R., Šucha, P., Remšík, A. & Klukanová, A., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 26-334 Martin-4. *Manuskript. Archív, Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 114 s.*

Gašparik, J., Miko, O., Gorek, J., Rakús, M., Lexa, J., Bujnovský, A., Panáček, A., Samuel, O., Gašpariková, V., Planderová, E., Snopková, P., Fendek, M., Hanáček, J., Modlitba, I. & Halouzka, R., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Turčianskej kotliny 1 : 50 000. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Archív, Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Gašparik, J., Halouzka, R., Bujnovský, A., Fojtík, I., Gorek, J., Haško, J., Lexa, J., Miko, O., Polák, M. & Rakús, M., 1993: Geologická mapa Turčianskej kotliny 1 : 50 000. *ŠGÚDŠ, Bratislava.*

Gašparik, J., Halouzka, R., Miko, O., Gorek, J., Rakús, M., Bujnovský, A., Lexa, J., Panáček, A., Samuel, O., Gašpariková, A., Planderová, E., Snopková, P., Fendek, M., Hanáček, J., Modlitba, I., Klukanová, A., Žáková, E., Horniš, J. & Ondrejičková, A., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape Turčianskej kotliny 1 : 50 000. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1 – 196.*

Gašpariková, V., 1987: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z Turčianskej kotliny (vápnitý nanoplanktón). *Manuskript. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Gašpariková, V., 1988: Vápnitý nanoplanktón kriedy a paleogénu v Turčianskej kotline. *Manuskript. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Gross, P., 2008: Litostratigrafia Západných Karpát: Paleogén--podtatranská skupina. *Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5 – 78.*

Gross, P., Köhler, E. & Samuel, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. *Geol. Práce, Spr., 81, 103 – 117.*

Hók, J., Kováč, M., Rakús, M., Kováč, P., Nagy, A., Kováčová-Slámková, M., Sitár, V. & Šujan, M., 1998: Geologic and tectonic evolution of the Turiec Depression in the Neogene. *Slov. Geol. Mag., 4, 3, 165 – 176.*

Kodym, O. & Matějka, A., 1924: Predběžná zpráva o neogénu v turčanské kotlině na Slovensku. *Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II, 33, 34, 1 – 10.*

Konečný, V., Lexa, J. & Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 9, 1 – 203.*

Köhler, E., 1965: Paleontologické a stratigrafické zhodnotenie veľkých foraminifer v paleogéne Rajeckej a Turčianskej kotliny. *Manuskript. Archív GÚ SAV, Bratislava.*

Köhler, E., 1967: Gross-foraminiferen und Stratigraphie des paläogenes des Rajec und Turiec-kassels. *Náuka o Zemi, Sér. geol. (Bratislava).*

Kováč, M., Baráth, I., Harzhauser, M., Hlavatý, I. & Hudáčková, N., 2004: Miocene depositional systems and sequence stratigraphy of the Vienna Basin. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, Frankfurt a. M., 246, 187 – 212.*

Kováč, M., Hók, J., Minár, J., Vojtko, R., Bielik, M., Pipík, R., Rakús, M., Kráľ, J., Šujan, M. & Králiková, S., 2011: Neogene and Quaternary development of the Turiec Basin and landscape in its catchment: A tentative mass balance model. *Geol. Carpath., 62, 4, 361 – 379.*

Kováč, P. & Hók, J., 1993: The Central Slovakia fault System – field evidence of a strike slipe. *Geol. Carpath., 44, 155 – 159.*

Martini, E., 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation. *In: Proceeding of 2nd planktonic conference, Roma 1970, 739 – 785.*

Nemčok, M. & Lexa, J., 1990: Evolution of the basin and range structure around the Žiar mountain range. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 3, 229 – 258.*

Ondrejičková, A., 1974: Mäkkýše z lokality Martin (severná časť Turčianskej kotliny). *Manuskript. Archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Ožvoldová, L., 1976: Biostratigrafia paleogénu v oblasti Dražkovce – Turčianska Belá v Turčianskej kotline. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 30 s.*

Rakús, M., 1958: Paleontologický výskum neogénu okolia Martina. Diplomová práca. *Manuskript. Archív, PF UK, Praha, 1 – 78.*

Rakús, M. & Hók, J., 2002: Geology of the Turiec Basin. *In: Janočko, J. & Elečko, M. (eds.): Tectogenesis of Tertiary Basins of the Western Carpathians. Manuskript. Geofond, Bratislava, 38 p.*

Salaj, J. & Zlinská, A., 1991: Spodnomiocénne sedimenty slienitej fácie od Považskej Teplej. *Miner. Slov., 23, 2, 173 – 178.*

Samuel, O., 1987: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z Turčianskej kotliny. *ŠGÚDŠ, Bratislava.*

Samuel, O., 1988: Mikrobiostratigrafia paleogénu Turčianskej kotliny na základe foraminifer. *Manuskript. Archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Sitár, V., 1972: Správa o výskume fosílnej flóry z oblasti Turčianskej kotliny. *Manuskript. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Snopková, P., 1988: Palinologický výskum paleogénu severnej časti Turčianskej kotliny. *Manuskript. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Sztanó, O., 1994: The Tide-influenced Pétervására sandstone, Early Miocene, Northern Hungary: sedimentology, paleogeography and basin development. *Geologica ultraiect. (Utrecht), 120, 1 – 155.*

Tari, G., Báldi, T. & Báldi-Béke, M., 1993: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin – a geodynamical model. *Tectonophysics, 226, 433 – 456.*

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

Vaňová, M., 1988: Veľké foraminifery z Krpelian. *Manuskript. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Vass, D., 1989: Alpine Molase basins as a mirror of genesis and development of block structure in the West Carpathians. *Z. geol. Wiss. (Berlin), 17, 9, 879 – 885.*

Vass, D., 2002: Litostratigrafické jednotky Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. *Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 252 s.*

Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Köhler, E., Krystek, I., Lexa, J. & Nemčok, J., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR (1 : 500 000). *GÚDŠ, Bratislava.*

Zlinská, A., 2013: Prvý nález mikrofauny z chrenoveckých vrstiev bielopotockého súvrstvia v Handlovskej kotline. *Acta Geol. Slovaca, 5, 1, 69 – 82.*

Zlinská, A. & Gross, P., 2013: Vek a litologická charakteristika paleogénnych usadenín Handlovskej kotliny na základe reinterpretácie vrtu FGHn-1 Handlová. *Acta Geol. Slovaca, 5, 2, 141 – 153.*

Rukopis doručený 24. 7. 2014
Revidovaná verzia doručená 26. 8. 2014
Rukopis akceptovaný red. radou 8. 10. 2014

Biostratigraphy of the Paleogene sediments of the Turiec Basin (Western Carpathians)

From the until now not studied Paleogene parts of earlier realized wells in the Turiec Basin, in the vicinity of Martin, we studied the microfauna of foraminifers.

In the ZGT-3 well, which was drilled in the frame of the hydrogeological project "Reserch of geothermal sources in the Turiec Basin" in 1989–1990, the originaly dated segments of the Huty Formation, *assigned to the Middle to Upper Priabonian* (based on nannoplankton assemblages and palinology), we reclassified into Rupelian – Chattian (Kiscellian to Egerian).

In the depth of 899–900 m, there was present a recrystallized microfauna with continuous appearance from Eocene and Upper Kiscellian up to Kosov, e.g.: *Globigerina praebulloides* Blow, *Hansenisca soldanii* (Orb.), *Oridorsalis umbonatus* (Rss.) and *Siphotextularia concava* (Karrer) (Tab. 1). One of the few forms with more narrow stratigraphic range was *Globigerina ouachitaensis* Howe-Wallace, which, according Berggren and Pearson (2005) appears from Rupelian up to Lower Aquitanian. If the association of foraminifers is original, the deposits correspond to this age. The nannoplankton assemblages correspond to NN1 zone (Egerian).

In the depth of 1 196–1 197 m we already recognized foraminifers with typical species *Almaena* sp. and

Paragloborotalia opima (Bolli) (Tab. 1), starting in the Rupelian up to Lower Chattian (Kiscellian to Lower Egerian) in the central Paratethyan basins. The last mentioned species, according Berggren and Pearson (2005), appears only in Chattian. Slightly problematic is the finding of the nannoplankton assemblages corresponding to NN1 zone (Middle Egerian).

In the sample, taken from the depth 2 199 m (grey marl and marlstone, see photodocumentation of wells), there are increasing Upper Eocene forms and the agglutinated portion (this was found already in the depth 2 101–2 102 m), indicating deeper water environment. Out of the Upper Eocene to Lower Rupelian (Kiscellian) foraminifers, there are present for ex.: *Subbotina tapuriensis* Blow – Banner and *Subbotina pseudovenezuelana* (Blow – Banner).

After a consultation with the author of the lithostratigraphic unit, we reclassified also the Zuberec and Huty formations extent. Upper part of the Paleogene deposits is represented by the Zuberec Formation, from 899 m down to depth of 1 406 m. Its underlayer is represented by the Huty Formation, down to depth of 2 199 m. Besides microfauna, the Egerian age is proven also by nannoplankton.

In the GT-5 well, from undated Eocene deposits from the depth of 300.5–500 m, we obtained foraminifers, showing a time span from Rupelian – Chattian (Kiscellian up to Egerian) and we co-ordinated them with the Zuberec Formation (Tab. 2).

At the same time, we revised also the surface samples, studied microfaunistically in the 1980s, for the needs of the 1 : 25 000 scale geological mapping. Also here, we made the age of individual formations younger. The obtained biostratigraphic data represent a valuable contribution to the knowledge of the Turiec Basin geology.

Mineralia Slovaca, 46 (2014), 23 – 44
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

$^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ vo fosílnych schránkach mäkkýšov z morského, brakického a sladkovodného prostredia terciéru Západných Karpát

KLEMENT FORDINÁL[1], JÁN KRÁĽ[1], EMÍLIA HARČOVÁ[1], PETER ČECH[1], GRZEGORZ ZIELIŃSKI[2] a ALEXANDER NAGY[1]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
[2]Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Laboratorium Analiz w Mikroobszarze, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, Polska

$^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ in mollusc fossil shells from marine, brackish and freshwater environments from the Western Carpathians Tertiary sequences

$^{87}Sr/^{86}Sr$ isotopic ratio in Tertiary mollusc shells (64 samples), and 14 freshwater limestones along with the carbon and oxygen isotopic data ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$, 65 measurements) from marine (Kiscelian – Sarmatian), marine brackish (Sarmatian) and freshwater environments (Pannonian – Pontian) of the central Paratethys, later changed to the Pannonian lake, were analysed. Samples come from the Vienna Basin and Danube Basin and closed intermontane Turčianska kotlina Basin.

$^{87}Sr/^{86}Sr$ isotopic ratios in the most of the fossil marine mollusc shells converted to SIS numerical scale are consistent with their accepted stratigraphic position (20 samples). The transition of marine water to brackish environment from the Upper Sarmatian in the study area is generally manifested by decreasing $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios, if compared to values of the contemporary seawater. However, the $^{87}Sr/^{86}Sr$ values in the freshwater Pannonian E shells are very close to the contemporary seawater. Samples from closed Turčianska kotlina Basin (Sarmatian?/Pannonian – Pontian) represent fresh waters signal with typical $^{87}Sr/^{86}Sr$ between 0.7082 – 0.7083. Different paleo-environmental conditions are indicated by $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ data from the Danube Basin and closed Turčianska kotlina Basin. While $\delta^{18}O$ values from both areas vary in the same range of negative values (–10 to –2, and –4 to –9 respectively), $\delta^{13}C$ values of samples from the Danube Basin and Turčianska kotlina Basin are clearly different (–9 to 0 and 0 to +5.3 respectively).

Key words: $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$, mollusc shells, Tertiary, Central Paratethys

Úvod

Terciérne usadeniny Západných Karpát sú reprezentované rôznymi litofáciami – od plytkovodných až po hlbokovodné. Plytkovodné okrajové fácie sa vyznačujú málo diverzifikovanými asociáciami organizmov, v ktorých jednotlivé taxóny majú široké stratigrafické rozšírenie, čo znemožňuje presné stratigrafické zaradenie týchto sedimentov. Ďalším nepriaznivým faktorom sťažujúcim biostratigrafické začleňovanie terciérnych usadenín je skutočnosť, že vo vývoji sedimentárnych paniev Západných Karpát dochádzalo v niektorých časových obdobiach k strate spojenia s otvoreným morom – k izolácii, k vysladzovaniu prostredia a následne aj k vytvoreniu endemických spoločenstiev organizmov.

Izotopové zloženie kyslíka ($^{18}O/^{16}O$) a uhlíka ($^{13}C/^{12}C$) vo fosílnych uhličitanových schránkach sa už prakticky pol storočia používa na charakterizáciu prostredia, v ktorom fosílne organizmy žili (Keith et al., 1964; Nelson a Smith, 1996). Izotopové zloženie kyslíka závisí od salinity a teploty vody a izotopové zloženie uhlíka je v značnej miere ovplyvňované lokálnym prostredím a tiež fyziologickými procesmi. Morské, brakické a sladkovodné prostredie má svoje izotopové odlišnosti a zachovaný pôvodný izotopový signál poskytuje informácie o charaktere paleoenvironmentálnych podmienok, v ktorých fosílne organizmy žili, a tiež o ich zmenách v priebehu času.

Od prvých prác Petermana et al. (1970), Veizera a Compstona (1974), Burkeho et al. (1982) bolo publikovaných množstvo prác, ktoré definovali variabilitu $^{87}Sr/^{86}Sr$ v morskej vode v priebehu fanerozoika, čím otvorili možnosť adjustácie získaného izotopového pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ (najčastejšie fosílne schránky) na numerickú časovú škálu. Stronciová izotopová strafigrafia (SIS) sa takto stala vhodným strafigrafickým nástrojom, významne doplňujúcim klasický metodický arzenál používaný v stratigrafii (Hodell et al., 1989; Veizer, 1989; Howarth a McArthur, 1997; McArthur et al., 2001). Bližšie informácie o princípoch a technológii SIS možno získať z prác McArthura (1994, 1998) a v slovenskej literatúre z článku Kráľa et al. (1995). Komplexný pohľad na izotopové zloženie stroncia, uhlíka, kyslíka a čiastočne síry z morských fosílnych schránok a na príčiny tejto variability v priebehu fanerozoika publikoval Veizer et al. (1999).

Definovaná variabilita izotopového zloženia $^{87}Sr/^{86}Sr$ v morskej vode vo fanerozoiku umožňuje aj

významné izotopovo-geochemické aplikácie. Pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ v morskej vode v danom čase je v globálnom meradle identický a takto reprezentuje referenčný údaj na porovnanie údajov z odlišných vodných prostredí, v ktorých dochádzalo, resp. dochádza k miešaniu morskej a sladkej vody, čo bolo testované v mnohých prácach, napr. Andersson et al. (1992, 1994), Faure (1982, 1986), Galy et al. (1999), Goldstein a Jacobsen (1987, 1988) a i. Takéto informácie môžu tvoriť základ nielen pre širšie geologicko-tektonické aplikácie (Edmond, 1992; Vasiliev et al., 2010), ale aj pre prípadnú konštrukciu lokálnych stratigrafických škál v oblastiach, kde sa izotopový vývoj odlišuje od morského (Eidvin et al., 2014).

Cieľom predloženej práce bolo získať základný prehľad o izotopovom zložení kyslíka, uhlíka a stroncia v schránkach terciérnych mäkkýšov z morského, brakického a sladkovodného prostredia rôznych lokalít centrálnej Paratetýdy, postupne sa meniacej do vysladeného Panónskeho jazera.

Informácie o izotopovom zložení kyslíka a uhlíka vo fosílnych schránkach z neogénnych sedimentov Západných Karpát boli publikované v prácach Fordinála a Harčovej (1997), Hladilovej a Hladíkovej (1993), Hladilovej et al. (1998), Kováčovej a Hudáčkovej (2009), Kováčovej et al. (2009) a Šutovskej a Kantora (1992). Izotopové zloženie $^{87}Sr/^{86}Sr$ zo západokarpatskej oblasti (z druhohorných vápencov) bolo publikované už dávno (Veizer a Comston, 1974) a omnoho neskôr z rôznych fosílnych schránok neogénnej fauny v prácach Kráľa et al. (1995), Vassa et al. (2003), Hudáčkovej et al. (2003) a Pipíka et al. (2012).

Stručný geologický vývoj študovaných neogénnych panví Západných Karpát

Neogénne panvy Západných Karpát (Viedenská a Dunajská panva) reprezentujú zálivy epikontinentálneho paratetýdneho mora s odlišnosťami v geodynamickom vývoji a sedimentárnych fáciách (Kováč, 2000).

V egenburgu sa v priestore centrálnych Západných Karpát vytvoril sedimentačný priestor charakteru členitého archipelágového mora s klastickou sedimentáciou. Transgresia prenikla do oblasti dnešnej Viedenskej panvy cez front flyšových príkrovov z čelnej predhlbne (Kováč et al., 1993). Na okraji panvy sa v dobre presvetlenom litorálnom morskom prostredí usadzovali hruboklastické sedimenty s charakteristickou faunou bivalvií čeľade Pectinidae (Bílek, 1966; Čtyroký 1961a, b). Postupujúca transgresia spôsobila, že neritická šlírová fácia lužického súvrstvia egenburského veku sa z depocentier Viedenskej panvy postupne rozširovala smerom k jej okrajom a postupne prekryla sublitorálne sedimenty. Na území dnešnej Ilavskej kotliny v čele postupujúcej transgresie vznikali lagúny, v ktorých sa usadzovali sivé a tmavosivé vápnité íly s brakickou faunou (Seneš, 1963). Následne sa pri okraji panvy usadzovali klastické sedimenty (zlepence, pieskovce) kľačnianskych zlepencov obsahujúce morskú faunu (Čtyroký, 1959). V panve v prostredí hlbšieho neritika sedimentovali vápnité íly čausianského súvrstvia s bohatou mikrofaunou (Salaj a Zlinská, 1991).

Na hranici egenburgu a otnangu nastal vo Viedenskej panve krátkotrvajúci ústup hladiny, ktorý spôsobil progradáciu deltového telesa hodonínskych pieskov smerom do panvy. Po prechodnom splytčení prostredia došlo neskôr k prehĺbeniu prostredia, a to v panvovej časti do stredného neritika a v ostatných oblastiach do vrchného neritika. Koncom otnangu došlo opäť k splytčeniu prostredia, a to v panvovej časti až do vrchného neritika, a v okrajových častiach vzniklo sublitorálne prostredie a miestami nastala až regresia. V tomto období dochádza lokálne k znižovaniu salinity a rozvoju spoločenstiev so silicoplacentinami (Jiříček, 1988).

V karpate začala výrazná tektogenéza a v oblasti Západných Karpát dochádzalo k výrazným paleogeografickým zmenám. V západnej časti orogénu existoval súvislý sedimentačný priestor pokrývajúci severnú časť Viedenskej panvy a Považia až do oblasti dnešnej Bánovskej kotliny bez náznakov vynorenia neskôr vyzdvihnutých jadrových pohorí (Malé Karpaty, Považský Inovec). Časť jadrových pohorí (Tribeč, Žiar, Nízke Tatry) tvorili ostrovy rôzneho plošného rozsahu (Kováč et al., 2005) s nízkym paleoreliéfom (Kvaček et al., 2006). Karpatskú morskú transgresiu charakterizujú nové prvky morskej fauny a flóry z mediteránu. Fauna dierkavcov poukazuje v spodnom karpate Viedenskej panvy na morské hlbokovodné prostredie (Schlögl et al., 2011), ktoré sa vo vrchnom karpate mení na plytkovodné hypo- a hypersalinné prostredie.

Spodnobádenská morská transgresia zasiahla územie väčšiny západokarpatských panví o niečo neskôr ako južné oblasti centrálnej Paratetýdy. Tektonicky kontrolovaná transgresia počas spodného bádenu bola rýchlo vystriedaná výrazným prehĺbením sedimentačného prostredia. Depozičný priestor sa zapĺňal predovšetkým usadeninami riečnych delt smerujúcich z vyzdvihujúcich sa Álp a Karpát. Po poklese morskej hladiny koncom spodného bádenu strednobádenská záplava dosiahla skoro rozmery západokarpatských neogénnych panví, okrem už vyzdvihnutých oblastí. Od stredného bádenu pozorujeme postupné zapĺňanie panvy predovšetkým rozsiahlymi deltami. Následkom toho sa vnútrozemské more centrálnej Paratetýdy splytčovalo (Kováč et al., 2005).

Na hranici stredný/vrchný báden bola v oblasti centrálnej Paratetýdy zaznamenaná zmena v zložení spoločenstiev planktonických dierkavcov. Teplomilné taxóny, charakteristické pre spodný a stredný báden, sa už vo vrchnom bádene neobjavili a nahradili ich typické chladnomilné a boreálne druhy (*Globigerina bulloides, G. diplostoma* a i.). Uvedená zmena sa pripisuje klimatickej zmene spojenej s ochladením vo vrchnom bádene (Böhme, 2003; Hudáčková a Spezzaferri, 2002; Kováčová a Hudáčková, 2009). V oblasti Západných Karpát sa v tomto období vytvoril riečny systém, čo sa prejavilo tvorbou rozsiahlych deltových systémov (Kováč et al., 2005). Tie okrem transportu terestrického materiálu do sedimentačného prostredia zvýšili aj prítok sladkej vody, ktorý spôsobil vznik brakického prostredia v okrajových častiach sedimentačného priestoru, ako aj cyklický prienik osladenej povrchovej vody v čele deltových systémov hlboko

do panvového prostredia a následne tvorbu hyposalinnej vrstvy vrchnej časti vodného stĺpca (Čierna, 1974).

V sarmate sa vytvoril epikontinentálny polymorský bazén s relatívne uniformnými podmienkami (Rögl, 1998) a rôznymi typmi marginálnych prostredí (Harzhauser a Piller, 2004) rozprestierajúci sa od Álp na západe až po Aralské more na východe. Vyznačoval sa epizodickými spojeniami s mediteránom (Paramonova, 1994). Fauna sarmatu sa vyznačuje výskytom endemickej morskej fauny a neprítomnosťou stenohalinných skupín organizmov (koraly, rádiolárie, stenohalinné druhy mäkkýšov a dierkavcov; Piller a Harzhauser, 2005). Morská voda v sarmate mala vysokú alkalinitu a obsah karbonátov (Pisera, 1996).

Na hranici sarmat/panón došlo k výrazným paleogeografickým, klimatickým a paleoekologickým zmenám, ktoré boli podmienené výzdvihom horského reťazca Álp a Karpát. Spôsobilo to izoláciu centrálnej Paratetýdy od susedných morských bazénov a vznik rozsiahleho Panónskeho jazera, ktorého severné zálivy tvorili Viedenská, Dunajská a Východoslovenská panva. Znižovanie salinity akvatického prostredia zapríčinilo vymretie veľkého množstva skupín živočíchov. V panóne sa uvedenej zmene dokázala prispôsobiť len malá časť predtým tu žijúceho spoločenstva mäkkýšov.

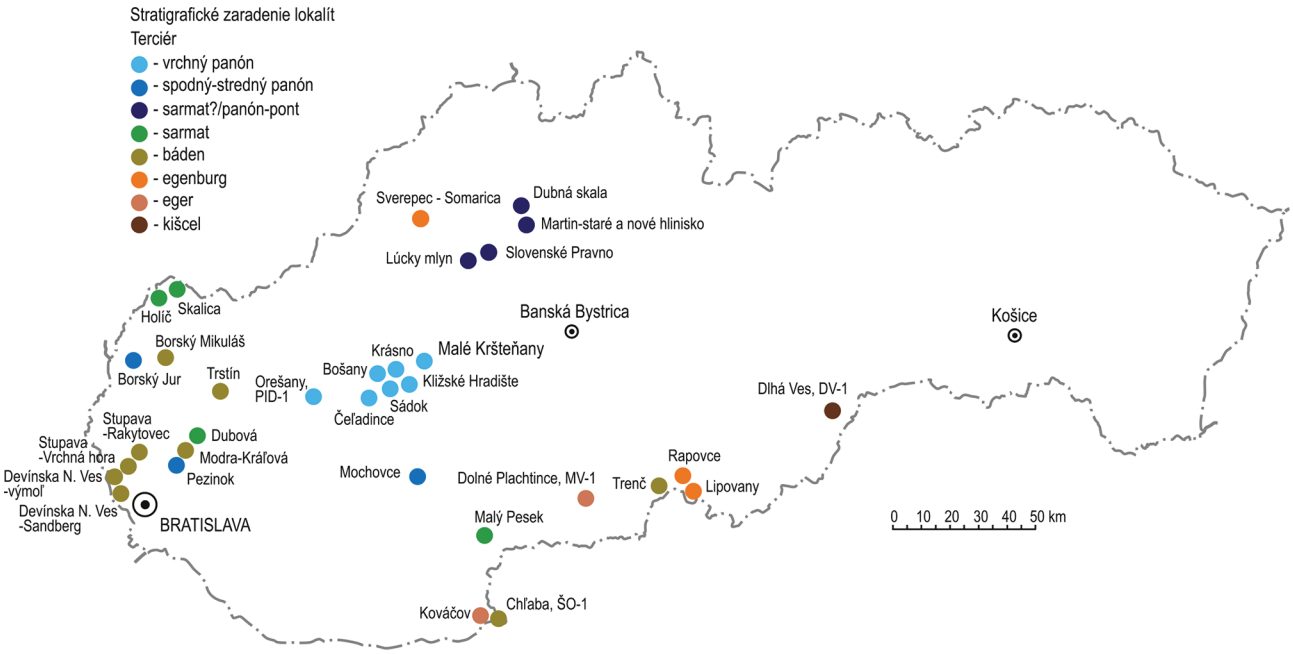
Charakteristickou črtou pobrežia severného okraja Panónskeho jazera bola počas panónu jeho členitosť a vývoj deltových systémov smerujúcich na juh do centra jazera. Jednotlivé zálivy (Dunajská a Východoslovenská panva) alebo estuáriá (Viedenská panva) sa postupne zapĺňali usadeninami deltových vejárov, až sa v priebehu vrchného panónu vytvorila rozsiahla nížinná oblasť s rozvojom aluviálnych a riečnych fácií a malých jazierok a močiarov zarastajúcich vegetáciou (Harzhauser a Tempfer, 2004; Kováč, 2000). V týchto prostrediach dochádzalo k usadzovaniu zelenosivých silno hrdzavoškvrnitých a žltohnedoškvrnitých ílov s vrstvami pieskov a zriedkavo aj uhoľných ílov a lignitov volkovského súvrstvia (Kováč et al., 2011). Pri okrajoch pohorí, pri tektonických líniách, dochádzalo k výverom mineralizovaných vôd, tvorbe travertínov a usadzovaniu sladkovodných vápencov a jazernej kriedy hlavinských vrstiev obsahujúcich bohatú autochtónnu faunu sladkovodných ulitníkov a lastúrničiek a z pobrežia splachnuté schránky suchozemských ulitníkov (Fordinál, 1994, 1996, 1998; Fordinál a Nagy, 1996, 1997; Fordinál et al., 1996) a zvyšky cicavcov (Joniak, 2013).

Stručná charakteristika študovaných lokalít

Študované lokality sa nachádzajú hlavne v oblasti Dunajskej a Viedenskej panvy, menej v oblasti Turčianskej kotliny a Juhoslovenskej panvy (obr. 1, príloha 1). Vzorky pochádzajú zo zberov autorov (K. F. a A. N.) a †RNDr. M. Rakúsa, CSc. Lokality sú usporiadané od najstarších po najmladšie bez ohľadu na ich lokalizáciu v jednotlivých panvách.

Dlhá Ves, DV-1 (vzorky č. 28, 29)

Vrt DV-1 sa nachádza JZ od obce Dlhá Ves. Študované fosílie z hĺbky 227 – 228 m (*Corbula* sp., *Mytilus* sp.) pochádzajú z tmavosivých ílov a siltov hostišovských vrstiev čížskeho súvrstvia kišcelského veku (Vass a Elečko et al., 1989). Uvedený interval vrtu DV-1 obsahoval bohaté spoločenstvo mäkkýšov (Ondrejičková, 1975). Sedimenty hostišovských vrstiev sa usadili v lagúne-marši, resp. na vnútornej strane bariérového ostrova v prostredí vnútornej platformy (Vass, 2002).



Obr. 1. Lokalizácia a stratigrafické zaradenie študovaných lokalít.

Fig. 1. Location and stratigraphic position of studied localities.

Kováčov (vzorka č. 30)

Lokalita, z ktorej pochádzajú študované fosílie (*Glycymeris* ex. gr. *obovatus*), sa nachádza v záreze železničnej trate, východne od zastávky Kováčov. V lokalite sú odkryté piesky a rozpadavé pieskovce s vrstvami vápnitých ílov a ojedinele aj štrkov, resp. rozpadavých zlepencov. Uvedené sedimenty, litostratigraficky začlenené do kováčovských pieskov lučenského súvrstvia (Vass, 2002), obsahujú bohaté spoločenstvá mäkkýšov (Seneš, 1958).

Dolné Plachtince, vrt MV-1 (vzorka č. 27)

Vrt MV-1 bol realizovaný za účelom objasnenia geologickej stavby spodnomiocénnej výplne Ipeľskej kotliny a jej predterciérneho podložia. Lokalizovaný bol južne od Dolných Plachtiniec. Boli ním prevŕtané sedimenty egerského veku v pestrom litologickom vývoji. Študovaná schránka lastúrnika pochádzala z piesčito-štrkovitého súvrstvia, ktoré bolo tvorené hrubými vrstvami pieskov (pieskovcov) a štrkov, medzi ktorými sa nachádzala hrubá vrstva slienitých aleuritov (Vass et al., 1976).

Sverepec-Somarica (vzorka č. 26)

Lokalita je reprezentovaná malým lomom nachádzajúcim sa 1,7 km SSZ od severného okraja obce Sverepec, na južnom okraji kóty Somarica. V lome vystupujú sivožlté drobno- až strednozrnné karbonatické pieskovce so silne rekryštalizovaným tmelom. Fauna je zachovaná väčšinou vo forme skulptúrnych jadier a odtlačkov, len pri lastúrnikoch čeľade Pectinidae sú zachované pôvodné schránky (Čtyroký, 1960).

Lipovany (vzorka č. 23)

V pieskovni 500 m severne od obce Lipovany sú odkryté egenburgské sedimenty. Na báze odkryvu sa nachádzajú jemnozrnné pieskovce, v ktorých sa vyskytujú tenké vrstvičky ílovcov. V ich nadloží sa vyskytujú drobno- a strednozrnné glaukonitické pieskovce s krížovým zvrstvením a bohatou faunou mäkkýšov (Brestenská et al., 1961).

Trenč (vzorka č. 20)

V okolí obce Trenč na východných svahoch Strážnej hory vystupujú na povrch tufiticko-ílovcové vrstvy vinickej formácie, reprezentované ílovcami svetlozelenej, olivovozelenej až okrovej farby. V uvedených sedimentoch sa ojedinele nachádzajú vrstvy riasových tufitických vápencov s hojnými schránkami morských organizmov (Vass a Elečko, 1992). Pochádza z nich aj študovaná schránka lastúrnika *Ostrea digitalina*. V tufitických ílovcoch vinickej formácie boli vo vrte N-34 nájdené foraminifery *Globigerinoides sicanus, Globigerina obesa, G. praebulloides* a iné, ktoré poukazujú na spodnobádenský vek sedimentov (Kantorová, 1985).

Chľaba, ŠO-1 (vzorka č. 21)

Vrt ŠO-1 bol vyhĺbený východne od obce Chľaba, v blízkosti rieky Ipeľ. Bol ním prevŕtaný vrstevný sled tvorený piesčitými a tufitickými siltovcami s vrstvami tufitických a vápnitých pieskovcov, na báze vrtu aj organogénnych vápencov. Tento vrt je fáciostratotypom spodného bádenu. Sedimenty vrtu ŠO-1 obsahovali bohaté spoločenstvá mäkkýšov a dierkavcov (Ondrejičková, 1978).

Stupava-Vrchná hora (vzorky č. 2 – 5)

Lokalita Stupava-Vrchná hora sa nachádza vo svahu kóty Vrchná hora juhovýchodne od Stupavy, ktorá je budovaná vápnitými pieskami a pieskovcami. Vrchol kóty je tvorený piesčitými litotamniovými vápencami. Uvedené sedimenty reprezentujú plytkovodné usadeniny stupavských vrstiev jakubovského súvrstvia strednobádenského veku (Fordinál in Kohút et al., 2007). V pieskoch boli nájdené schránky mäkkýšov reprezentované druhmi *Flabellipecten besseri* (Andr.), *F. solarium* (Lam.), *Aequipecten elegans* (Andr.), *A. malvinae* (Dub.) atď. (Buday, 1939) a chudobné málo diverzifikované spoločenstvá dierkavcov, v ktorých mali najhojnejšie zastúpenie zástupcovia rodu *Elphidium* [*E. crispum* (L.), *E. macellum* (F.-M.), *E. fichtelianum* (Orb.)] a druh *Ammonia beccarii* (L.), Zlinská (2007).

Stupava-Rakytovec (vzorka č. 1)

Lokalita sa nachádza severne od Stupavy, v záreze lesnej cesty JV od kóty Rakytovec. Vystupujú v nej žltosfarbené kremenné piesky obsahujúce chudobnú faunu mäkkýšov, ako aj dierkavcov. Začlenené boli do stupavských vrstiev jakubovského súvrstvia (Fordinál et al., 2012).

Trstín (vzorka č. 19)

Fosília pochádza zo starej pieskovne (dnes už zaniknutej) v obci Trstín, v ktorej boli odkryté drobnozrnné vápnité piesky dolianskych vrstiev (Fordinál in Maglay et al., 2011). Obsahovali hojnú faunu mäkkýšov. Stratigraficky boli tieto sedimenty začlenené do stredného bádenu – zóny Spiroplectamina carinata (Brestenská et al., 1961).

Borský Mikuláš (vzorka č. 15)

Študovaná fosília (*Diloma* sp.) pochádza z lokality (dnes už zaniknutej) nachádzajúcej sa 2,5 km JJZ od obce Borský Mikuláš a cca 200 m SV od kóty 257 Vinohrádky. Boli v nej odkryté sivé a sivohnedé vápnité íly bádenského veku s tenkými vrstvičkami jemnozrnných hnedých pieskov. Obsahovali bohatú faunu morských lastúrnikov (Švagrovský, 1981b) a ulitníkov (Švagrovský, 1982a, b, 1984).

Modra-Kráľová (vzorky č. 6 – 9)

Lokalitu tvorila kopaná ryha vo dvore rodinného domu v blízkosti kostola. Boli ňou odkryté sedimenty tvorené na báze pieskami s bohatým a diverzifikovaným spoločenstvom mäkkýšov, v ktorom boli najhojnejšie zastúpené gastropódy reprezentované taxónmi: *Bittium reticulatum* (Costa), *Turritella dertonensis* May, *Nassa dujardini* (Desh.), *Clithon pictus tuberculatus* (Schreter), *Euspira catena helicina* (Brocchi). Z bivalvií bol najhojnejšie zastúpený druh *Loripes dentatus* (Defr.). V ich nadloží sa nachádzali íly, v ktorých bolo zistené v porovnaní s predchádzajúcim spoločenstvom výrazne ochudobnené spoločenstvo. Kvantitatívne v najväčšom množstve bol

zastúpený druh *Ostrea lamellosa* (Brocchi). Okrem neho sa vyskytovali gastropódy *Clithon pictus tuberculatus* (Schreter) a bivalvie *Loripes dentatus* (Defr.) (Hladilová a Fordinál, 2013). Na základe fauny foraminifer boli fosilonosné sedimenty začlenené do vrchného bádenu (Zlinská et al., 2007).

Devínska Nová Ves-Sandberg (vzorky č. 10 – 13)

Lokalita Sandberg, bývalá pieskovňa, sa nachádza na južnom okraji obce Devínska Nová Ves. V súčasnosti je chránenou paleontologickou lokalitou. Reprezentuje stratotyp sandberských vrstiev – okrajových sedimentov studienčanského súvrstvia vrchnobádenského veku. Tieto vrstvy transgredujú v lokalite Sandberg na mezozoické podložie (Baráth et al., 1994). Zo sandberských vrstiev bolo opísané bohaté spoločenstvo mäkkýšov. Z biostratigraficky významných druhov bol zistený výskyt lastúrnikov *Striarca papillifera* (M. Hoern.), *Pecten aduncus* Eichw., *Chlamys elegans* (Andrz.) a z ulitníkov *Gibbula affinis pseudoangulata* Boettg., *Rissoina decussata* (Mont.), *Astraea meynardi* (Michel.), *Turritella tricincta* Bors. atď. (Švagrovský, 1981a).

Devínska Nová Ves-výmoľ (vzorka č. 14)

Študovaná lokalita sa nachádza severne od Devínskej Novej Vsi, mestskej časti Bratislavy. Reprezentuje ju výmoľ, v stenách, ktorého vystupujú sivonazelenalé vápnité íly a silty s bohatou foraminiferovou mikrofaunou vrchnobádenského veku (Zlinská et al., 2013).

Malý Pesek (vzorka č. 37)

Lokalita sa nachádza SV od obce Veľký Pesek, vo svahu kóty 205,1. V ojedinelých výchozoch sú odkryté tufitické pieskovce, na niektorých miestach aj zlepence. V nich sa nachádzajú malé patch rífy machovkovo-serpulových vápencov spodnosarmatského veku (Nagy et al., 1998).

Dubová (vzorka č. 31)

Lokalita Dubová, reprezentovaná umelým odkryvom (úložisko komunálneho odpadu), sa nachádza pri obci Dubová. Boli ňou odkryté sivozelené íly vrábeľského súvrstvia spodnosarmatského veku, v ktorých boli zistené bohaté spoločenstvá mäkkýšov (ulitníkov, lastúrnikov), dierkavcov, lastúrničiek, machoviek a zelených rias (Fordinál et al., 2006).

Skalica (vzorky č. 33, 34)

Študovaná lokalita v Skalici sa nachádza v blízkosti železničnej stanice a reprezentuje ju umelý odkryv (zárez vo svahu), v ktorom vystupujú drobno- a strednozrnné piesky a pieskovce skalického súvrstvia vrchnosarmatského veku. Uvedené sedimenty obsahujú bohaté spoločenstvá gastropódov, bivalvií, foraminifer a ostrakódov (Fordinál a Zlinská, 1998).

Nexing (vzorky č. 35, 36)

Lokalita Nexing sa nachádza v rakúskej časti Viedenskej panvy. Je holostratotyp stratigrafického stupňa sarmat (Papp a Steininger, 1974). Na jej báze sa vyskytujú zelené aleuropelity s rozptýlenými zvyškami rastlín. V ich nadloží sa nachádzajú piesky preplnené schránkami mäkkýšov a jemnozrnné piesky s valúnami flyšových hornín, oolitov a útržkov íl ov, v ktorých sa vyskytujú drobné čeriny (Harzhauser a Piller, 2009). Uvedené sedimenty patria do skalického súvrstvia.

Mochovce, vrt JVM-5 (vzorka č. 72)

Vrt JVM-5 bol vyhĺbený SSV od obce Mochovce, cca 120 m SZ od kóty 260. Boli ním prevŕtané zelenosivé íly ivanského súvrstvia (panón – zóna B), ktoré prechádzali až do vápnitých ílov až ílovitých vápencov. Nachádzajú sa v nadloží andezitov sarmatského veku (Hók et al., 2003).

Pezinok (vzorky č. 75 – 77)

Študovaná lokalita v Pezinku, nachádzajúca sa 1 km JV od železničnej stanice, je reprezentovaná umelým odkryvom – ťažobnou jamou na íly pre miestnu tehelňu. V ílovisku sú odkryté sedimenty ivanského (zóna E) a beladického súvrstvia (zóna F) panónskeho veku s bohatou faunou mäkkýšov (Fordinál, 1997), lastúrničiek (Pipík, 1998) a cicavcov (Sabol et al., 2004). Odkryté sedimenty tvorené sivozelenými, sivomodrými, čiernymi ílmi, žltými a sivými pieskami, ojedinele aj lignitmi reprezentujú usadeniny plytkého jazera, lagúny, maršov, plážových valov a aluviálnej planiny (Baráth et al., 1999).

Borský Jur (vzorka č. 78)

Lokalitu tvorí staré opustené hlinisko tehelne, nachádzajúce sa na juhovýchodnom okraji obce Borský Jur. Sú v ňom odkryté íly, silty a drobnozrnné piesky záhorských vrstiev bzeneckého súvrstvia. Boli v nich nájdené bohaté spoločenstvá ostrakódov, mäkkýšov a stavovcov. Z lastúrničiek boli zistené druhy *Candona (Candona) mutans* Pokorný, *C. (Caspiolla) unguicula* (Reuss), *Cyprideis heterostigma* (Reuss) etc. (Pipík a Holec, 1998). Z mäkkýšov bol zistený výskyt ulitníkov *Melanopsis affinis* Handmann, *M. vindobonensis* Fuchs a lastúrnikov *Congeria subglobosa* Partsch. Zo stavovcov boli identifikované taxóny *Monosaulax minutus* (H. v. Meyer), *Perunium ursogulo* Orlov, *Megacricetodon minor* (Lartet), *Democricetodon brevis* (Schaub), *Microtocricetus molassicus* Fahlbusch a Mayr. etc. Ich výskyt umožňuje uvedené sedimenty zaradiť do ranného vallesianu – zóny MN9 (Joniak, 2002).

Orešany, vrt PID-1 (vzorky č. 73, 74)

Vrt PID-1 bol vyhĺbený JZ od obce Orešany, pri východnom okraji Považského Inovca. Boli ním prevŕtané hrdzavoškvrnité a zelené íly volkovského súvrstvia a vápnité sedimenty (jazerná krieda, sladkovodné vápence, travertíny) hlavinských vrstiev obsahujúce bohatú faunu sladkovodných a suchozemských ulitníkov (Fordinál, 1994).

Sádok (vzorky č. 70 – 71)

Študovaný sladkovodný vápenec pochádza z travertínovej kopy nachádzajúcej sa juhovýchodne od obce Sádok pri západnom okraji pohoria Tribeč. Jej spodnú časť tvoria žltohnedosfarbené pevné kompaktné vrstvy

Tab. 1
Výsledky izotopových analýz $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ z fosílnych morských (1a), brakických až morských (1b) a sladkovodných (1c) schránok mäkkýšov
Results of $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ isotopic analyses from marine (1a), marine-brackish (1b) and freshwater (1c) samples

1a: Morské prostredie						
Č.	**Lokalita**	**$^{87}Sr/^{86}Sr$**	**SIS age (Ma)**	**Interval(Ma)**	**$\delta^{13}C_{[PDB]}$**	**$\delta^{18}O_{[PDB]}$**
1	*Pecten* sp., báden, Stupava-Rakytovec	0,708812 ± 10	13,44	13,29 – 13,60	0,36	–2,69
2	*Ostrea* sp., báden, Stupava-Vrchná hora	0,708814 ± 10	13,35	13,20 – 13,50	1,42	–0,53
3	*Pecten* sp., báden, Stupava-Vrchná hora	0,708833 ± 10	*12,51**	*12,37 – 12,64*	–0,43	–0,17
4	litotamnie, Stupava-Vrchná hora, báden	0,708820 ± 10	13,08	12,93 – 13,22	–3,34	–2,98
5	schránka lastúrnika, báden, Stupava-Vrchná hora	0,708826 ± 7	12,80	12,67 – 12,94	0,50	0,31
6	*Ostrea* sp. (1), báden, Modra-Kráľová	0,708792 ± 9	*14,46**	*14,30 – 14,61*	1,10	–3,36
7	*Ostrea* sp. (2), báden, Modra-Kráľová	0,708790 ± 9	*14,55**	*14,39 – 14,69*	0,04	–1,22
8	*Turitella* sp., báden, Modra-Kráľová	0,708819 ± 10	13,12	12,98 – 13,26	0,60	–1,23
9	*Parvilucina* sp. (2), báden, Modra-Kráľová	0,708808 ± 10	13,63	13,48 – 13,80	1,36	–0,51
10	*Ostrea* sp., vrchný báden, Devínska Nová Ves--Sandberg, stredná časť profilu	0,708805 ± 10	13,79	13,63 – 13,96	1,07	–0,16
11	*Pecten aduncus,* vrchný báden, Devínska Nová Ves--Sandberg, stredná časť profilu	0,708819 ± 9	13,12	12,98 – 13,26	–0,26	–1,61
12	*Flabellipecten besseri,* vrchný báden, Devínská Nová Ves-Sandberg, stredná časť profilu	0,708821 ± 8	13,02	12,88 – 13,17	0,37	–0,40
13	Dierkavce, vrchný báden, Devínska Nová Ves--Sandberg-vrchná časť profilu	0,708827 ± 8	12,76	12,63 – 12,90	–0,52	–1,31
14	*Amphistegina* sp., vrchný báden, Devínska Nová Ves--výmoľ	0,708826 ± 9	12,80	12,67 – 12,94	–0,43	–1,24
15	*Diloma* sp., báden, Borský Mikuláš	0,708827 ± 10	12,76	12,63 – 12,90	–0,34	2,42
16	*Turritella* sp., vrchný báden, Mikulov	0,708875 ± 6	*10,83**	*10,69 – 10,95*	2,75	0,33
17	*Arca* sp. (1), vrchný báden, Mikulov	0,708934 ± 8	*8,46**	*8,04 – 8,76*	0,73	0,60
18	*Arca* sp. (2), vrchný báden, Mikulov	0,708948 ± 6	*7,27**	*7,08 – 7,54*	1,19	0,49
19	*Conus* sp., báden, Trstín	0,708815 ± 9	13,31	13,16 – 13,44	0,54	0,43
20	*Ostrea digitalina,* spodný báden, Trenč	0,708747 ± 11	15,94	15,86 – 16,02	n. d.	n. d.
21	*Aporrhais* sp., spodný báden, Chľaba, ŠO-1 (108-111 m)	0,708806 ± 5	*13,73**	*13,58 – 13,91*	0,48	1,07
22	*Chlamys* sp., egenburg, Lipovany	0,708611 ± 14	*18,02**	*17,97 – 18,07*	n. d.	n. d.
23	Schránka lastúrnika, egenburg, Lipovany	0,708566 ± 8	18,56	18,51 – 18,61	2,18	–1,12
24	*Ostrea* cf. *edulis,* egenburg, Rapovce	0,708574 ± 5	18,46	18,42 – 18,51	–0,75	–2,03
25	*Ostrea* cf. *edulis,* egenburg, Rapovce	0,708569 ± 8	18,52	18,48 – 18,57	–0,45	–1,27
26	*Pecten* sp., egenburg, Sverepec-Somarica	0,708434 ± 6	20,35	20,29 – 20,41	0,53	–1,23
27	Schránka lastúrnika, eger, Dolné Plachtince, MV-1 (11 m)	0,708336 ± 12	22,15	22,07 – 22,23	n. d.	n. d.
28	*Corbula* sp., kišcel, DV-1, 227 – 228 m	0,708325 ± 8	*22,38**	22,31 – 22,46	n. d.	n. d.
29	*Mytilus* sp., kišcel, DV-1, 227 – 228 m	0,708317 ± 19	*22,56**	22,48 – 22,64	n. d.	n. d.
30	*Glycymeris* ex. gr. *obovatus,* eger, Kováčov	0,708292 ± 10	23,11	23,03 – 23,11	1,63	–1,78

1b: Brakické až morské prostredie				
Č.	**Druh, strat. pozícia, lokalita**	**$^{87}Sr/^{86}Sr$**	**$\delta^{13}C_{[PDB]}$**	**$\delta^{18}O_{[PDB]}$**
31	*Ervillia dissita,* spodný sarmat, Dubová	0,708805 ± 10	–0,79	–1,39
32	*Irus* sp., vrchný sarmat, Holíč	0,708610 ± 9	–1,17	–2,14
33	*Pirenella picta mitralis,* vrchný sarmat, Skalica	0,708657 ± 6	1,33	–1,45
34	*Ervillia dissita,* vrchný sarmat, Skalica	0,708590 ± 8	0,7	–1,59
35	*Pirenella* sp., vrchný sarmat, Nexing	0,708828 ± 15	5,10	–6,07
36	*Cerastoderma latisulcum,* vrchný sarmat, Nexing	0,708878 ± 9	4,72	–6,41
37	vápenec s machovkami, spodný sarmat, Malý Pesek	0,708835 ± 21	–5,94	–6,38

Pokračovanie tab. 1

1c: Sladkovodné prostredie				
Č.	**Druh, strat. pozícia, lokalita**	**$^{87}Sr/^{86}Sr$**	**$\delta^{13}C_{[PDB]}$**	**$\delta^{18}O_{[PDB]}$**
38	*Pomatias conica,* viečko, pont, Dubná Skala R	0,708329 ± 9	n. d.	n. d.
39	*Pomatias conica,* ok. vápenec, pont, Dubná Skala R	0,708300 ± 17	5,27	–7,34
40	sladkovodný vápenec, pont, Dubná Skala R	0,708287 ± 16	5,30	–8,94
41	*Unio* sp., sarmat?/panón, Martin, nové hlinisko R	0,708226 ± 9	1,96	–3,17
42	*Viviparus neumayri,* sarmat?/panón, Martin, nové hlinisko R	0,708286 ± 11	2,88	–4,97
43	*Melanoptychia* sp., sarmat?/panón, Martin, nové hlinisko R	0,708218 ± 10	3,81	–4,78
44	*Theodoxus* sp., sarmat?/panón, Martin, nové hlinisko R	0,708283 ± 8	3,46	–3,83
45	*Theodoxus* sp., pont, Martin, nové hlinisko	0,708299 ± 8	3,95	–4,18
46	*Unio* sp., pont, Martin, nové hlinisko	0,708294 ± 13	0,59	–5,71
47	*Viviparus* sp., sarmat?/panón, Martin, nové hlinisko	0,708428 ± 9	0,16	–4,43
48	*Unio* sp., sarmat?/panón, Martin, nové hlinisko	0,708497 ± 5	n. d.	n. d.
49	*Melanopsis* sp., sarmat?/panón, Martin, nové hlinisko	0,708254 ±18	2,94	–5,11
50	*Melanoptychia* sp., sarmat?/panón, Martin, nové hlinisko	0,708295 ± 8	0,97	–5,51
51	*Melanoptychia variocosta,* sarmat?/panón, Martin, staré hlinisko	0,708285 ± 6	2,46	–4,19
52	*Theodoxus* sp., sarmat?/panón, Martin, staré hlinisko	0,708280 ± 9	3,56	–4,44
53	*Hydrobia* sp., sarmat?/panón, Martin, staré hlinisko	0,708295 ± 8	4,55	–3,87
54	*Congeria sarmatica,* sarmat?/panón, Martin, staré hlinisko	0,708274 ± 8	3,22	–4,88
55	*Planorbis* sp., panón, Lúcky mlyn R	0,708196 ± 16	n. d.	n. d.
56	*Planorbis* sp., kalcitová výplň, panón, Lúcky mlyn R	0,708117 ± 11	n. d.	n. d.
57	*Lymnea* sp., panón, Lúcky mlyn R	0,708139 ± 21	n. d.	n. d.
58	*Lymnea* sp., kalcitová výplň, panón, Lúcky mlyn R	0,708112 ± 8	n. d.	n. d.
59	*Kosovia bouei,* pont, Slovenské Pravno R	0,708163 ± 22	2,66	–5,23
60	*Congeria* ex. gr. *ornitopsis,* panón, Slovenské Pravno	0,708093 ± 10	n. d.	n. d.
61	*Congeria* ex. gr. *ornitopsis,* panón, Slovenské Pravno	0,708079 ± 8	n. d.	n. d.
62	*Congeria* ex gr. *ornitopsis,* panón, Slovenské Pravno R	0,708047 ± 9	0,55	–5,77
63	sladkovodný vápenec, panón H, Krásno	0,708305 ± 12	–8,05	–7,08
64	sladkovodný vápenec, panón H, Čeľadince	0,707951 ± 7	–5,06	–6,91
65	sladkovodný vápenec, panón H, M. Kršteňany Pa-2	0,708172 ± 14	–4,82	–6,94
66	sladkovodný vápenec, panón H, M. Kršteňany lom	0,708225 ± 20	–0,26	–7,69
67	travertín, panón H, Kl. Hradište, KH-2	0,708105 ± 18	–9,15	–7,14
68	travertín, panón H, Kl. Hradište, KH-3	0,708166 ± 27	–9,19	–6,98
69	sladkovodný vápenec, panón H, Bošany, B-1	0,708671 ± 14	–4,37	–7,57
70	sladkovodný vápenec, panón H, Sádok, S-4, báza	0,708234 ± 15	–4,42	–7,14
71	sladkovodný vápenec, panón H, Sádok, S-2	0,708235 ± 16	–2,28	–7,52
72	sladkovodný vápenec, panón B, Mochovce, vrt JVM-5 (5,8 m)	0,708345 ± 28	–0,21	–9,93
73	sladkovodný vápenec, panón H, PID-1 (35 m), Orešany	0,708918 ± 11	–7,30	–7,33
74	*Planorbarius* sp., panón H, PID-1 (35 m), Orešany	0,708416 ± 8	–7,04	–6,71
75	*Congeria subglubosa,* panón E, Pezinok (vrstva 36)	0,708916 ± 4	–0,78	–2,78
76	*Psilunio* sp., panón E, Pezinok (vrstva 36)	0,708889 ± 6	–2,62	–3,40
77	*Psilunio* sp., panón E, Pezinok (vrstva 42)	0,708901 ± 5	–7,34	–9,62
78	*Congeria subglubosa,* panón E, Borský Jur	0,708895 ± 5	–0,02	–1,87

1a (č. 1 – 30) – strafigrafické rozpätie kišcel – báden; **1b** (č. 31 – 37) – stratigrafické rozpätie spodný sarmat – vrchný sarmat; **1c** (č. 38 – 78) – stratigrafické rozpätie sarmat?/panón – pont; n. d. – neurčené hodnoty; *12,51** – veky nekompatibilné s určenou stratigrafickou pozíciou.

1a (No. 1–30) – stratigraphic range Kiscelian – Badenian; **1b** (No. 31–37) – stratigraphic margin Lower Sarmatian – Upper Sarmatian; **1c** (No. 38–78) – stratigraphic range Sarmatian?/Pannonian – Pontian; n. d. – undetermined values; *12.51** – ages incompatible with the specified stratigraphic position.

travertínov a sladkovodných vápencov, vrchnú časť tvorí pórovitý travertín s viditeľnými prírastkovými vrstvičkami. Vo vápencoch boli zistené úlomky schránok ulitníkov, riasy *Rivularia* cf. *haemitites* Schaffer et Stapf a onkoidy (Töröková a Fordinál, 1999).

Bošany, Krásno (vzorky č. 63, 69)

Uvedené lokality reprezentujú povrchové odkryvy sladkovodných vápencov hlavinských vrstiev.

Čeľadince (vzorka č. 64)

Lokalita je reprezentovaná denudačným zvyškom sladkovodných sedimentov nachádzajúcich sa na západnom úpätí pohoria Tribeč. Reprezentuje parastratotyp hlavinských vrstiev (Fordinál a Nagy, 1997). Prevažná časť uvedených sedimentov je tvorená bielym a krémovo sfarbeným vápencom, ktorý tvorí 2 až 6 m hrubé subhorizontálne uložené vrstvy s faunou sladkovodných aj terestrických gastropódov. Medzi nimi sa v menšej miere nachádzajú vrstvy zelenosivých ílov a v spodnej časti odkrytého profilu aj vrstva drobnozrnných kremenných štrkov (Fordinál et al., 1996).

Kližské Hradište (vzorky č. 67 – 68)

Lokalitu tvorí umelý odkryv – lom nachádzajúci sa cca 2 km SZ od obce Kližské Hradište. Sú v ňom odkryté sladkovodné vápence a travertíny hlavinských vrstiev. V spodnej časti odkryvu sú vápence svetlohnedej a krémovej farby a v kompaktných vápencoch sa nachádzajú ojedinele aj vrstvy pórovitých vápencov. Smerom do nadložia tieto pórovité vápence pribúdajú a vrchnú časť odkryvu tvoria zvetrané travertíny s červeno sfarbenými krasovými hlinami, ktoré vypĺňajú krasové dutiny (Ivanička et al., 1998).

Malé Kršteňany (vzorka č. 65)

Lokalitu reprezentuje zárez vo svahu v obci Malé Kršteňany, v ktorom sa nachádzali bloky sladkovodných vápencov v slabo spevnenej vápnitej medzernej hmote. Blokovitosť bola zapríčinená rozlamovaním pri skĺzavaní (Mišík a Reháková, 2009). Uvedené sedimenty boli začlenené do hlavinských vrstiev vrchnopanónskeho veku. Boli v nich nájdené jadrá schránok suchozemských (*Aegopinella orbicularis* (Klein), *Leucochroopsis kleini* (Klein), *Fortuna clairi* Schlickum-Strauch atď.) a sladkovodných (*Planorbis* sp.) ulitníkov (Töröková a Fordinál, 1999).

Malé Kršteňany – lom (vzorka č. 66)

Študované sedimenty pochádzajú z lomu východne od obce Malé Kršteňany. Sú v ňom odkryté vrchnopanónske sedimenty (sladkovodné vápence) hlavinských vrstiev, ktoré ležia transgresívne v nadloží ramsauských dolomitov chočského príkrovu. V sladkovodných vápencoch boli nájdené jadrá schránok suchozemských (*Leucochroopsis kleini* (Klein), *Tropidomphalus (Mesodontopsis)* cf. *doderleini* (Brusina)) a sladkovodných (*Aplexa* cf. *subhypnorum* Gottsch, *Anisus* sp. a *Viviparus* sp.) ulitníkov (Töröková a Fordinál, 1999).

Turčianska kotlina (vzorky č. 38 – 62)

Vápnité schránky ulitníkov a lastúrnikov, ktoré boli spracované z oblasti Turčianskej kotliny, pochádzajú z troch litostratigrafických jednotiek. Keďže od obdobia sarmatu sa Turčianska kotlina stala uzavretým bazénom, dochádzalo k vysladzovaniu vodného prostredia a všetky schránky reprezentujú sladkovodnú faunu.

Vzorky č. 41 – 54 (tab. 1c) pochádzajú z martinského súvrstvia, ktoré Buday (1962) definoval ako martinské vrstvy. Gašparik et al. (1995) ich redefinoval na martinské súvrstvie. Súvrstvie tvorí hlavnú časť neogénnej výplne severnej časti kotliny. Litofaciálne je premenlivé, pričom hlavnou zložkou sú íly s rôznym podielom piesčitej prímesi. Vyskytujú sa aj uhoľné íly, slojky lignitu, ílovité piesky až piesky, vzácne pieskovce, drobno- až strednozrnné karbonatické zlepence, sladkovodné vápence a ojedinele tufity. Vek je podľa Rakúsa a Hóka (2002) stredný sarmat až pont a v citovanej práci je aj popis profilov zo starej a novej tehelne, z ktorých vzorky pochádzajú.

Vzorky č. 55 – 62 (tab. 1c) z pravnianskych vrstiev (Gašparik et al., 1995) sú tvorené svetlosivými, niekedy namodralými a zelenkavými, jemne piesčitými vápnitými ílmi s akumuláciami rastlinnej drte, ale hlavne schránok sladkovodných ulitníkov. V oblasti Lúckeho mlyna (J od Slovenského Pravna) sa vyskytujú sladkovodné vápence s faunou suchozemských a sladkovodných gastropódov tvoriace teleso s hrúbkou cca 15 m viazané na okrajovú zlomovú líniu, ale aj lavice (20 – 30 cm) vložené v piesčitých íloch. Svojou pozíciou, litologickou charakteristikou sú súveké s hlavinskými vrstvami (vrchný panón – pont), kopírujúcimi svojim výskytom najmladšie tektonické pohyby v Západných Karpatoch S – J smeru pri okrajoch jadrových pohorí – Tribeča, Považského Inovca a Malých Karpát (Fordinál a Nagy, 1996, 1997; Fordinál et al., 1996; Fordinál et al., 2001; Ivanička et al., 1998; Pristaš et al., 2000; Vass, 2002; Maglay et al., 2011; Polák et al., 2012). Stratigrafické rozpätie na základe fauny a porovnania paleontologického materiálu s hlavinskými vrstvami nám umožňuje zaradiť tieto vrstvy do vrchného panónu – pontu.

Dubná skala (vzorky č. 38 – 40)

Lokalita Dubná skala je reprezentovaná starým lomom nachádzajúcim sa SZ od Vrútok. Sú v ňom odkryté sladkovodné vápence svetlohnedých farieb dubnoskalských vrstiev pontského veku (Kováč et al., 2011). Vápence sú masívne, lavicovité, často travertínového vzhľadu. Sú rôzne litifikované. Vyskytujú sa variety veľmi pevné a, naopak, aj drobivé. V spodnej časti profilu sa nachádzajú piesčité íly s polohami karbonatických zlepencov. Vo vápencoch bola nájdená fauna suchozemských a sladkovodných ulitníkov čeľade Helicidae, Pomatisidae, Strobilopsidae a Lymnaeidae, zvyšky vodných rastlín rodu *Typha*, stielky charophyt a drevín rodu *Glybostrobus*. Nájdené boli aj fosílne zvyšky hmyzožravca rodu *Paenelimnoecus* (Pipík et al., 2011).

Lúcky mlyn (vzorky č. 55 – 58)

V uvedenej lokalite vystupujú svetlosivé, niekedy namodralé a zelenkavé vápnité íly s lavicami (20 – 30 cm) béžových väčšinou pevných, niekedy „travertinóznych“

sladkovodných vápencov s faunou suchozemských *(Strobilops, Carychium, Succinea)* a sladkovodných *(Planorbis, Lymnaea)* ulitníkov. Tieto sedimenty patria k pravnianskym vrstvám vrchnopanónsko-pontského veku (Rakús a Hók, 2002).

Martin – staré hlinisko (Schulzova tehelňa) (vzorky č. 51 – 54)

Staré hlinisko sa nachádzalo pri západnom okraji mesta Martin. Dnes je uvedená lokalita zaniknutá. Pôvodne to bolo viacetážové hlinisko nachádzajúce sa v nárazovom brehu rieky Turiec. V hlinisku bolo odkrytých približne 30 m sedimentov tvorených sivými a tmavosivými ílmi s polohami lignitov a béžových až svetlohnedastých vápencov s bohatou faunou. Z mäkkýšov boli z tejto lokality opísaní zástupcovia lastúrnikov rodov *Congeria, Anodonta, Unio, Pisidium* a z gastropódov taxóny rodu *Melanopsis, Melanoptychia, Bithynia, Pseudamnicola Viviparus* a *Planorbis* (Rakús, 1958). Sedimenty odkryté v hlinisku patria do martinského súvrstvia a najpravdepodobnejšie sú panónskeho veku (Rakús a Hók, 2002).

Martin – nové hlinisko (vzorky č. 41 – 50)

Nové hlinisko sa nachádza západne od zaniknutého starého hliniska. Zachovalo sa v ňom niekoľko etáží zarastených vegetáciou. Neogénne sedimenty martinského súvrstvia sú viditeľné v mnohých ronových ryhách. Predstavujú ich najmä sivé a zelenosivé íly, piesčité íly, piesky, tmavosivé až čierne uhoľné íly, časté sú zuhoľnatené zvyšky rastlín, vzácne sa vyskytujú sladkovodné vápence (do 5 cm hrúbky). V súčasnosti sa zaváža z JV strany smerom na SZ komunálnym odpadom a čoskoro úplne zanikne.

Slovenské Pravno (vzorky č. 59 – 62)

Zárez poľnej cesty v lokalite Hliny, 200 m JZ od školy pri Slovenskom Pravne, už neexistuje. Andrusov (1954) z neho popísal piesčité svetlomodré až zelenkavé piesčité íly a jemnozrnné piesky s faunou sladkovodných a suchozemských ulitníkov.

Metodika

Vzorky na izotopové analýzy Sr, C a O boli chemicky pripravené na oddelení izotopovej geológie ŠGÚDŠ podľa štandardných metodík používaných na pracovisku. Pozornosť bola venovaná mechanickej úprave vzoriek pred ich chemickou preparáciou – analyzované schránky boli dôsledne mechanicky očistené pod binokulárnou lupou a bola odstránená najvrchnejšia časť schránok.

a) Meranie izotopového zloženia kyslíka a uhlíka

10 – 20 mg čistého karbonátu alebo 50 mg horniny sa podrvilo v achátovej miske na veľkosť zrna 0,02 až 0,04 mm a žíhalo sa 30 minút pri 470 °C vo vzduchu, aby sa odstránili prípadné organické kontaminanty. Rozklad vzorky prebiehal pomocou metódy uzavretej reakčnej nádoby (McCrea, 1950), pri ktorej sa karbonát rozpúšťa vo vákuu a pri konštantnej teplote v kyseline fosforečnej s vysokou hustotou (1,88 g/cm^3), ktorá bola pripravená viacnásobnou destiláciou.

Čistý kalcit a aragonit sa rozkladal pri teplote 25 °C. Uvoľnený CO_2 bol po ukončení reakcie odseparovaný od ostatných plynov pomocou série kryogénnych pascí a zatavený v sklenenej kapiláre.

Izotopové zloženie uhlíka ($^{13}C/^{12}C$) a kyslíka ($^{18}O/^{16}O$) vo forme CO_2 sa meralo na modernizovanom hmotnostnom spektrometri Finnigan MAT 250 (ŠGÚDŠ, Bratislava). Získané izotopové pomery sú vyjadrené pomocou konvenčnej δ-notácie a prepočítané vzhľadom na hodnoty medzinárodného štandardu V-PDB. Hodnoty $\delta^{18}O_{CO_2}$ sú korigované na frakcionáciu kyslíka medzi $CaCO_3$ a H_3PO_4 pomocou frakcionačného faktora a = 1,01025 (Friedman a O´Neil, 1977).

b) Meranie izotopového zloženia stroncia

Približne 5 mg schránky sa rozpustilo v 3 M kyseline octovej, aby sme zabránili rozkladu prípadných inklúzií silikátových minerálov, ktoré by sa mohli eventuálne vo vzorkách vyskytovať, a ktoré by mohli obsahovať Rb (McArthur, 1994). Prípadný nerozpustný zvyšok zo vzorky bol z roztoku odstránený odstredením. Čistý roztok bol vysušený, zaliaty 6 M kyselinou chlórovodíkovou (HCl), znovu vysušený a suchý zvyšok bol rozpustený v 1 ml 2,5 M HCl. Stroncium sme z roztoku oddelili od iných chemických zložiek elučnou chromatografiou pomocou kolón z kremenného skla (10 cm^3) vyplnených iónomeničom Dowex Biorad 50W-X8 s veľkosťou zrna 200 – 400 mesh. Na prípravu vzoriek boli použité čisté chemikálie (Merck, trieda SUPRAPUR©) a deionizovaná voda (18,3 MΩ). Analytické pozadie v priebehu analýz (blank) bolo nižšie ako 0,2 ng. Merania boli uskutočnené na hmotnostnom spektrometri VG-54E v Ústave geologických vied Poľskej akadémie vied vo Varšave (Instytut Nauk Geologicznych PAN, Warszawa, Polska). Čisté Sr (cca 1 μg) bolo dávkované do mikrolitrovej kvapky H_3PO_4 na tantalový filament. Teplota ionizácie Sr (1 350 – 1 450 °C) bola kontrolovaná automaticky optickým pyrometrom. Pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ bol meraný v dynamickom multikolektorovom moduse a uvádzané hodnoty predstavujú vážený priemer zo 100 – 120 meraní. Na korekciu meraného izotopového pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ bola použitá hodnota $^{86}Sr/^{88}Sr$ = 0,1194. Iónový prúd na pilotnom signáli ^{88}Sr bol udržiavaný medzi hodnotami 7 – 8 x 10^{-11} A. Prípadná prítomnosť ^{85}Rb bola na začiatku meraní kontrolovaná pomerom 85/86, ktorý bol bezvýznamný vo všetkých meraných vzorkách. Výsledky sú uvedené v tab. 1 aj s analytickou neistotou meraní (± dvojnásobok štandardnej chyby priemeru 2 x S.E., na šiestom, resp. piatom desatinnom mieste pomeru).

Spolu so vzorkami bol meraný štandard stroncia NIST 987. 12 meraní malo priemernú hodnotu 0,710267 ± 22 (2 SD). Všetky namerané hodnoty vo vzorkách boli adjustované na akceptovanú hodnotu tohto štandardu $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,710248. Dlhodobú stabilitu analytického systému (chemická príprava vzoriek + vlastné meranie izotopového pomeru) sme kontrolovali opakovanou

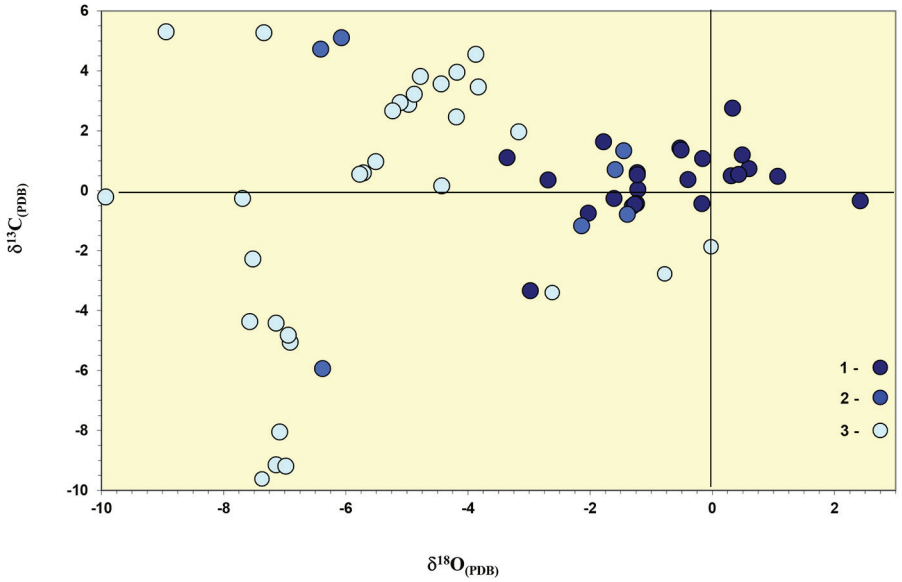
chemickou prípravou a meraním interného štandardu (vzorka č. 34, tab. 1b) spolu s NIST 987 v každej meranej sade. Oproti NIST 987 mal interný štandard výhodu v tom, že pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ má bližšie k meraným vzorkám. Adjustované údaje (12 meraní) na NIST 987 mali priemernú hodnotu 0,708590 ± 8 (2 SD z opakovaných meraní).

Výsledky práce

Analyzované izotopové pomery $^{87}Sr/^{86}Sr$ (78 meraní) a hodnoty $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ z fosílnych schránok z morského, brakického a sladkovodného prostredia (vápence) z neogénnych panví Západných Karpát sú uvedené v tab. 1. Fosílne schránky boli začlenené do jednotlivých skupín na základe nárokov skúmaných taxónov na salinitu prostredia. Okrem mäkkýšov bola analyzovaná 1 vzorka dierkavcov (tab. 1a, č. 13) a 14 vzoriek sladkovodných vápencov (tab. 1c) z nich 2 vzorky označené ako travertíny. Celkový prehľad o variabilite izotopových analýz $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ vo vzorkách je uvedený na obr. 2. Zistené hodnoty majú značný rozptyl:

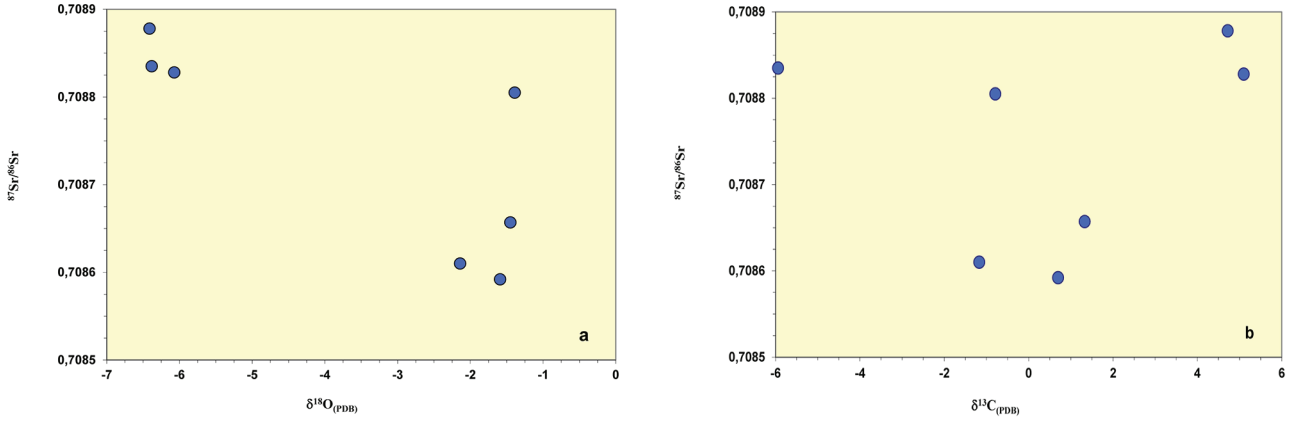
– schránky morských mäkkýšov (tab. 1a, kišcel – vrchný báden) $\delta^{13}C$ od +2,75 do –3,34; $\delta^{18}O$ od +2,42 do –3,36;

– schránky brakických mäkkýšov (tab. 1b, spodný a vrchný sarmat) $\delta^{13}C$ od +5,10 do –5,94; $\delta^{18}O$ od –1,39 do –6,41, pričom štyri schránky (č. 31 – 34, tab. 1b) majú „morské“ hodnoty izotopových pomerov;



Obr. 2. $\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$ v analyzovaných vzorkách mäkkýšov a sladkovodných vápencov z morského, morsko-brakického a sladkovodného prostredia študovaných terciérnych panví. Stratigrafické rozpätie kišcel – pont. 1 – morské mäkkýše; 2 – brakické prostredie; 3 – sladkovodné mäkkýše a vápence.

Fig. 2. $\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$ in the analysed samples of molluscs and freshwater limestones from marine, marine – brackish and freshwater environments of the studied Tertiary basins. Stratigraphic range Kiscelian – Pontian. 1 – marine molluscs; 2 – brackish environment; 3 – freshwater mollusc and limestones.



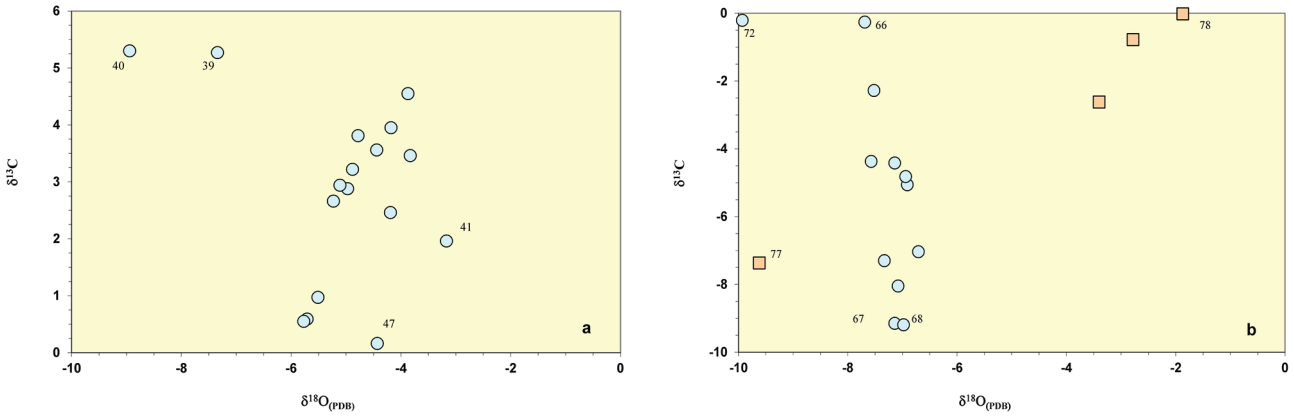
Obr. 3. Mäkkýše z morsko-brakického prostredia (sarmat, tab. 1b). a – $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $\delta^{18}O$; b – $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $\delta^{13}C$.

Fig. 3. Mollusc from marine – brackish environment (Sarmatian, Tab. 1b). a – $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $\delta^{18}O$; b – $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $\delta^{13}C$.

– schránky sladkovodných mäkkýšov a vápencov (tab. 1c, sarmat?/panón – pont) majú najväčší rozptyl, $\delta^{13}C$ od +5,3 do –9,19; $\delta^{18}O$ od –1,87 do –9,93.

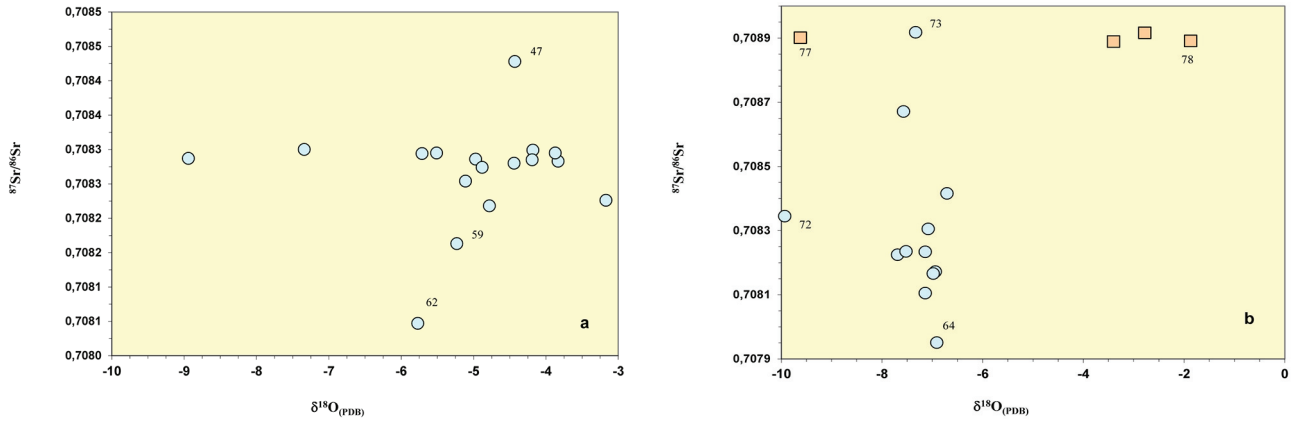
V morských fosíliách bol meraný pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ prevedený na numerický vek podľa Look-Up Table (Howarth a McArthur, 1997) a takto získaný numerický vek mohol byť konfrontovaný s ich stratigrafickým zaradením (tab. 1a). Z 30 vzoriek je podľa SIS škály 20 vekov kompatibilných s ich stratigrafickým zaradením. V ostatných prípadoch je SIS vek nižší, resp. vyšší, t. j. príslušné pomery $^{87}Sr/^{86}Sr$ sú vyššie, resp. nižšie v porovnaní so súvekou vodou zodpovedajúcou ich stratigrafickému zaradeniu. Ako príklad môžeme uviesť lokalitu Mikulov (tab. 1, č. 16 – 18), kde výsledky sú vo výraznom rozpore s ich stratigrafickým zaradením. V tomto prípade (ale aj v iných) je zrejmé, že meraný pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ nereprezentuje pôvodný izotopový signál, čo je kritickou podmienkou pri takom druhu prác. Pritom schránky vykazujú hodnoty $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ akceptovateľné pre morské prostredie (Woodruff a Savin, 1991).

Fosílie z brakického a sladkovodného prostredia (sarmat – pont) boli použité s cieľom zistiť regionálnu variabilitu ich izotopového zloženia a pomery $^{87}Sr/^{86}Sr$ porovnať s parametrami súvekej morskej vody. Na obr. 3a, b uvádzame hodnoty pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ oproti hodnotám $\delta^{18}O$ a $\delta^{13}C$ v brakických schránkach. Je viditeľná tendencia znižovania pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ pri zvyšovaní hodnoty $\delta^{18}O$ (obr. 3a). Z pohľadu izotopového zloženia stroncia je pre schránky z brakického prostredia spodného a vrchného sarmatu charakteristický odklon izotopových hodnôt prislúchajúcich súvekej morskej vode k nižším hodnotám izotopového pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$. Súveká morská voda v období vrchného sarmatu mala izotopový pomer cca 0,70884, brakické schránky (z vysladzovanej pôvodnej



Obr. 4. $\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$ v sladkovodných vzorkách mäkkýšov z Turčianskej kotliny a Dunajskej panvy. a – analýzy zo schránok mäkkýšov Turčianskej kotliny. Stratigrafické rozpätie sarmat?/panón – pont; b – vzorky z Viedenskej a Dunajskej panvy (hlavne rišňovská depresia), stratigrafické rozpätie panón B – panón H. Štvorce – panón E (Viedenská a Dunajská panva).

Fig. 4. $\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$ in samples from the Turčianska kotlina Basin (mainly mollusc shells) and the Danube Basin (mainly freshwater limestone). a – Analysis of mollusc shells from Turčianska kotlina Basin. Stratigraphic range Sarmatian?/Pannonian – Pontian; b – Samples from the Vienna Basin and Danube Basin (Rišňovce depression mainly), stratigraphic range Pannonian B – Pannonian H. Squares – Pannonian E (Vienna Basin and Danube Basin).



Obr. 5. a – $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $\delta^{18}O$ v sladkovodných schránkach Turčianskej kotliny (tab. 1c), stratigrafické rozpätie sarmat?/panón – pont; b – $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $\delta^{18}O$ v mäkkýšoch a v sladkovodných vápencoch Viedenskej a Dunajskej panvy (hlavne rišňovská priehlbina), stratigrafické rozpätie panón B – panón H. Štvorce – panón E (Viedenská a Dunajská panva).

Fig. 5. a – $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $\delta^{18}O$ in freshwater shells from Turčianska kotlina Basin (Tab. 1c), Stratigraphic range Sarmatian?/Pannonian – Pontian; b – $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $\delta^{18}O$ in mollusc and freshwater limestones from the Vienna Basin and Danube Basin (Rišňovce depression mainly), stratigraphic range Pannonian B – Pannonian H. Squares – Pannonian E (Vienna Basin and Danube Basin).

morskej vody mimo lokality Nexing) z tohto obdobia majú už izotopový pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ cca 0,70859 – 0,70863. Táto zmena sa zrejme udiala z hľadiska časovej škály vrchného sarmatu veľmi rýchlo. Dve fosílie z lokality Nexing (tab. 1b) predstavujú zrejme jeden z najskorších časových oporných bodov identifikácie začiatku procesu vysladzovania morskej vody v centrálnej Paratetýde.

Na obr. 4a, b sú porovnané izotopové údaje z Turčianskej kotliny (obr. 4a) a Dunajskej panvy (obr. 4b). Fosílne schránky zo sladkovodného prostredia sa vyznačujú veľkým rozptylom hodnôt izotopového zloženia $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$. Rozdiely v izotopovom zložení sú však charakteristické. Pokiaľ variabilita hodnôt $\delta^{18}O$ v obidvoch oblastiach kolíše v úzkych intervaloch od –6 do –4, resp. od –8 do –6, hlavný rozdiel je v hodnotách $\delta^{13}C$. Vzorky z uzavretej Turčianskej kotliny majú všetky hodnoty kladné (0 až +6), ale vzorky z Dunajskej panvy (hlavne rišňovská priehlbina) majú všetky tieto hodnoty záporné, až do –10. S problematikou interpretácie takýchto rozdielov sa zaoberal veľmi podrobne napr. Spero (1991).

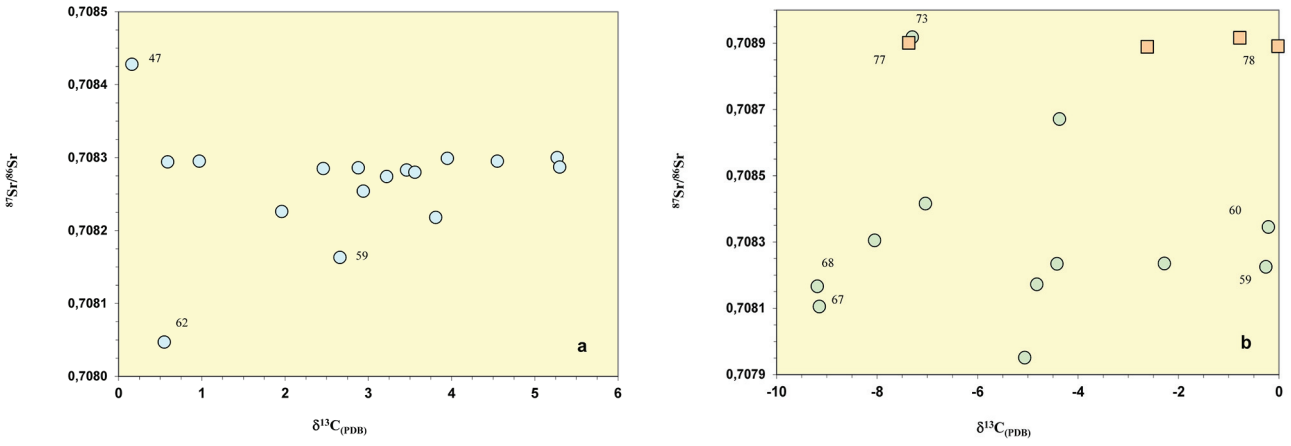
Pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ (obr. 5, 6) vo vzorkách z Turčianskej kotliny osciluje najčastejšie medzi hodnotami 0,7082 – 0,7083, vzorky z Dunajskej panvy vykazujú omnoho väčší rozptyl, od 0,7079 až po 0,7089, aj keď väčšina pomerov kolíše okolo 0,7081 – 0,7084 (obr. 5, 6). Najnižší, ale aj najvyšší izotopový pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ v skúmanom súbore majú vzorky zo sladkovodných vápencov, stratigraficky určených ako panón – zóna H. Vzorka č. 64 (Čeľadince, tab. 1c) s hodnotou 0,707951 a najvyšší č. 73 (Orešany, tab. 1c) 0,708918. Špecifické pozície predstavujú vzorky z panónu – zóny E (štvorce na obr. 4b). Vzorky zo zóny E panónu (štvorce na obr. 5, 6) sú charakteristické veľmi nízkou variabilitou tohto pomeru. Všeobecne možno konštatovať, že pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ má veľkú variabilitu (izotopovo nehomogénne prostredie v danom stratigrafickom rozpätí), pričom tak ako brakické, aj vzorky zo sladkovodného prostredia majú výrazne nižší izotopový pomer ako súveká morská voda a izotopové zloženie stroncia vykazuje nízku variabilitu až na štvrtom desatinnom mieste meraného izotopového pomeru.

Diskusia

Hlavným cieľom tejto práce bolo dokumentovať rozdiely v izotopickom zložení fosílnych schránok z morského, brakického a sladkovodného prostredia počas epizódy vysladzovania morskej vody centrálnej Paratetýdy a jej zmeny na sladkovodné Panónske jazero. Zmena izotopového zloženia $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ a $^{87}Sr/^{86}Sr$ v schránkach v priebehu času umožňuje kvantitatívny odhad izotopových parametrov sladkej vody (pozri Marshall, 1992). Okrem iného je to potenciálne aj dôležitá informácia o takých parametroch, ako je napr. geologický (horninový) charakter paleopovodí, resp. o zmene paleoklimatických podmienok v danom čase v oblasti Západných Karpát. Tieto informácie možno využiť na lepšie pochopenie procesov spojených s časovým vývojom neogénnych panví Západných Karpát. Získané poznatky by potenciálne mohli poslúžiť ako základ na vytvorenie presnejšej stratigrafickej škály vo vysladených sedimentoch. Máme tieto oporné body:

a) presne dokumentovaný vývoj izotopového pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ v morskej vode v planetárnom meradle v skúmanom čase (kišcel – pont, v numerickej škále času časový interval cca 25 – 3 Ma; Howarth a McArthur, 1997; McArthur et al., 2001). Ak v analyzovaných schránkach bol zachovaný pôvodný izotopový pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$, potom pomer možno konvertovať na numerický vek podľa Look Up Table (Howarth a McArthur, 1997);

b) záznam izotopových zmien vo fosíliách z brakických vôd, ktoré sú výsledkom miešania sladkej a morskej vody, rozdielov $^{87}Sr/^{86}Sr$ v izotopovom zložení, kontrastu medzi týmito dvoma médiami a rozdielov v koncentrácii Sr v obidvoch zdrojoch. Takéto štúdie možno použiť



Obr. 6. a – $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $\delta^{13}C$ v sladkovodných schránkach mäkkýšov z Turčianskej kotliny, stratigrafické rozpätie sarmat?/panón – pont (tab. 1c); b – $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $\delta^{13}C$ v sladkovodných vápencoch. Viedenská a Dunajská panva (hlavne rišňovská priehlbina), stratigrafické rozpätie panón B – panón H. Štvorce – panón E (Viedenská a Dunajská panva).

Fig. 6. a – $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $\delta^{13}C$ in freshwater shells from the Turčianska kotlina Basin, stratigraphic range Sarmatian?/Pannonian – Pontian (Tab. 1c); b – $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $\delta^{13}C$ mainly in freshwater limestones. Circles (Danube Basin, Rišňovce depression, stratigraphic range Pannonian B – Pannonian H. Squares – Pannonian E (Vienna Basin and Danube Basin).

v širokom spektre geologických a geochemických výskumov (Andersson et al., 1992, 1994; Holmden et al., 1997; Spencer a Patchett, 1997);

c) izotopové zloženie zaznamenané v sladkovodných fosílnych schránkach, resp. sladkovodných vápencoch, reprezentujúce izotopové charakteristiky paleopovodí. Týmito otázkami sa zaoberalo množstvo autorov (napr. Andersson et al., 1992, 1994; Brass a Turekian, 1977; Dasch, 1969; Derry a France-Lanord, 1996; Faure, 1982, 1986; Galy et al., 1999; Goldstein a Jacobsen, 1987, 1988; Harris, 1995; Palmer a Edmond, 1989, 1992; Reinhardt et al., 1998; Schmitz et al., 1991, 1997; Wadleigh et al., 1985).

A. Pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ vo vzorkách z morského, brakicko-morského a sladkovodného prostredia

a) Fosílne schránky z morského prostredia: Z 30 analyzovaných morských schránok 20 vekových údajov je kompatibilných z ich stratigrafickým zaradením. Výsledky však dokumentujú problémy. Principiálnou otázkou je, či analyzované schránky zachovali svoj pôvodný izotopový signál (Cochran et al., 2010). Nezhoda stratigrafického veku s konvertovaným SIS vekom v 1/3 prípadov indikuje rekryštalizáciu schránok a zmenu pôvodného izotopového zloženia v priebehu diagenézy. V analyzovaných schránkach nebola zistená systematická zmena. Pokiaľ napr. $^{87}Sr/^{86}Sr$ vo vzorkách z Mikulova má systematicky vyššie hodnoty, v iných nekompatibilných vzorkách sú zasa hodnoty nižšie (napr. Vass et al., 2003). Môže to súvisieť s rozdielnymi izotopovými zdrojmi v priebehu rekryštalizácie schránok počas diagenetických zmien. Týmito otázkami sme sa v práci nezaoberali. Treba podotknúť, že stratigrafické začlenenie analyzovaných vzoriek má tiež rozdielnu váhu (napr. báden – vrchný báden), okrem toho ani ich vzájomnú pozíciu nebolo možné kontrolovať, keďže vzorky pochádzajú z rôznych lokalít. Väčšina analýz fosílnych schránok generálne potvrdzuje, že morská voda, v ktorej mäkkýše žili (v stratigrafickom rozpätí kiščel – spodný sarmat), bola kompatibilná so súvekou morskou vodou.

b) Fosílne schránky z brakicko-morského prostredia: Fosílne schránky boli začlenené do tejto skupiny iba na základe vyskytujúcich sa skúmaných taxónov a ich nárokov na salinitu prostredia, takže presnejší odhad salinity sme k dispozícii nemali. Brakické prostredie z hľadiska prezentovaných izotopových údajov by malo znamenať odklon od morských hodnôt (znižovanie $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) a podľa izotopového zloženia stroncia sladkej vody nižšie alebo vyššie hodnoty $^{87}Sr/^{86}Sr$. Štyri zo siedmich vzoriek vykazujú hodnoty $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ akceptovateľné pre morské prostredie. Vzorka č. 31 by mala zodpovedajúci vek 13,79 Ma, nekompatibilný so stratigrafickým zaradením (spodný sarmat) a vzorka č. 37 zo spodného sarmatu 12,42 Ma (kompatibilná). Táto vzorka, vápenec s machovkami, reprezentuje v našom súbore najmladšiu vzorku, ktorej izotopové zloženie je ešte kompatibilné so súvekou morskou vodou, aj keď zdanlivo paradoxne, pretože hodnoty $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ poukazujú na vysladené prostredie. Finálna dezintegrácia centrálnej Paratetýdy so zánikom morskej fauny je odhadovaná v numerickej časovej škále neogénu na 11,6 Ma (Magyar et al., 1999; Harzhauer et al., 2004). Vody vznikajúceho Panónskeho jazera boli spočiatku brakické, slabo alkalické a pomaly sa vysladzovali (Harzhauser a Mandić, 2008). Vzorky z Nexingu (vrchný sarmat, č. 35, 36) už môžu registrovať stopy po kontinentálnom Sr. To sa odrazilo aj na pomere $^{87}Sr/^{86}Sr$ zo vzoriek z vekovo rovnakej vrstvy, kde konvertované „veky“ by mali hodnoty 12,72, resp. 10,71 Ma, už nekompatibilné so stratigrafickým zaradením. Takto na piatich vzorkách je už preukázateľný vplyv zmiešavania stroncia zo sladkých vôd, kde v brakických vodách dochádza oproti súvekej morskej vode k znižovaniu pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$, na čo už vo Viedenskej panve poukázal Kráľ et al. (1995). Hodnoty izotopového pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ kolíšu v rozpätí od 0,708592 do 0,708878. Až na jednu vzorku sú nižšie ako súveká morská voda (cca 0,70884). Sladká voda vytvárajúca brakické prostredie z pôvodnej morskej vody musela mať izotopové zloženie $^{87}Sr/^{86}Sr$ nižšie ako vrchnosarmatská morská voda a tiež nižšie ako výsledné hodnoty izotopového pomeru v brakických vodách. Je to podstatná informácia pre možnosť približného definovania pôvodu stroncia v sladkých vodách, t. j. na odhad horninového zloženia vtedajšieho povrchu, na horninovú skladbu sladkými vodami drénovaných oblastí, rýchlosti zvetrávania a prípadne aj na postihnutie paleoklimatických zmien v danom čase (Harris, 1995).

c) Fosílne schránky a vápence zo sladkovodného prostredia: analyzované vzorky pochádzajú z rozdielnych oblastí, z Turčianskej kotliny a severných výbežkov Dunajskej panvy.

Sedimentárny záznam v Turčianskej kotline dokazuje, že to bola sladkovodná uzavretá panva izolovaná už pravdepodobne od sarmatu (Rakús a Hók, 2002; Kováč et al., 2011). Kompletný vrstevný sled a štúdium izotopového zloženia $^{87}Sr/^{86}Sr$ vo fosílnych schránkach, resp. sladkovodných vápencoch (až do pontu) teda predstavuje unikátny záznam o izotopových parametroch v sladkých vodách v priebehu času. Analyzované vzorky geograficky pokrývajú celú plochu kotliny od juhu (Slovenské Pravno) až po sladkovodné vápence pontu SZ od Vrútok. Sedimenty kotliny obsahujú endemickú faunu, ktorou sa podrobne zaoberal Pipík et al. (2012). Získané analýzy pochádzajú nielen s uhličitanových schránok fosílií, ale aj z ich kalcitovej výplne, resp. kalových vápencov, v ktorých fosílie ležia. To umožňuje doplniť izotopové informácie z uhličitanových sedimentov, ak neobsahujú fosílne zvyšky. Takýto prístup použili Veizer a Compston (1974) pri získavaní údajov o variabilite $^{87}Sr/^{86}Sr$ vo fanerozoických horninách, pričom podstatná časť vzoriek druhohorných vápencov pochádzala zo Západných Karpát.

Porovnaním $^{87}Sr/^{86}Sr$ pomerov v troch pároch schránka/vápenec sme zistili, že hodnoty izotopového pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ sú vždy menšie v schránkach, pričom v dvoch prípadoch sú rozdiely v izotopovom zložení v rámci analytickej chyby. Potvrdili sme tiež aj rozdiely $^{87}Sr/^{86}Sr$ v južnej a severnej časti kotliny (Pipík et al., 2012). V južnej časti kotliny hodnoty kolíšu zhruba medzi 0,7081 – 0,7082, v severnej medzi 0,7083 – 0,7085, čo podľa citovaných

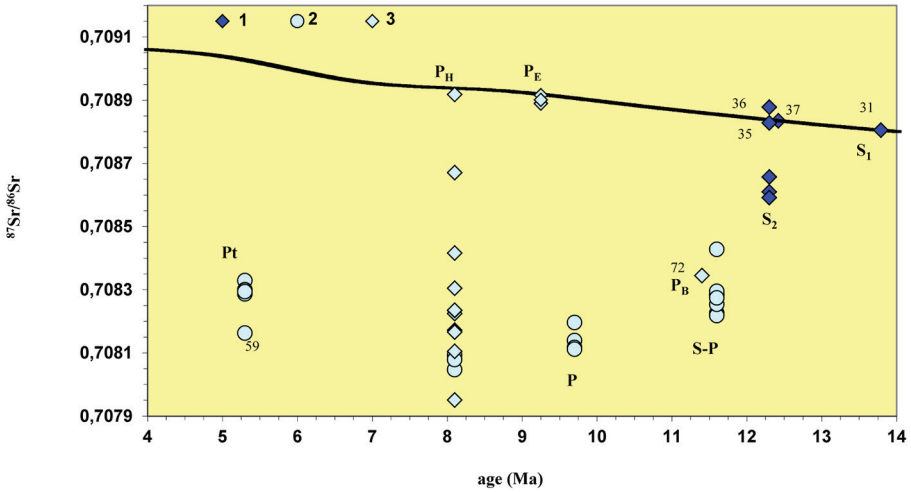
autorov možno vysvetliť rozdielnym horninovým prostredím (t. j. rozdielne izotopové zloženie vo vodách drénujúcich okolie na severe a juhu, ako aj cirkulačnou bariérou prekážajúcou izotopovej homogenizácii v celkovom vodnom objeme jazera. Izotopové zloženie $^{87}Sr/^{86}Sr$ a koncentrácia Sr vo vodných tokoch sú výsledkom interakcie povrchových a podzemných vôd s horninovým prostredím, kde dominantnú úlohu môžu zohrávať práve podzemné vody; de Villiers, 2005). Z tohto pohľadu sme teda získali záznam (aj keď areálovo obmedzený) o priemernom izotopovom zložení $^{87}Sr/^{86}Sr$ v povrchových tokoch dotujúcich uzavreté miocénne jazero, použiteľný v jednoduchom modelovaní podmienok vysladzovania morskej vody centrálnej Paratetýdy a zmeny na sladkovodné Panónske jazero.

Omnoho väčšia izotopová heterogenita $^{87}Sr/^{86}Sr$ bola zistená v schránkach a sladkovodných vápencoch z Dunajskej panvy. Stratigraficky najstaršia vzorka (panón – zóna B, č. 72) je izotopovo kompatibilná so vzorkami Turčianskej kotliny. Údaje zo schránok zóny E panónu sú aj zo vzdialených lokalít (Pezinok, Borský Jur, tab. 1c, č. 75 – 78) prekvapujúco veľmi blízko súvekej morskej vode. Pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ v štyroch vzorkách zo zóny E panónu konvertovaný na numerickú škálu SIS dáva vek kompatibilný s ich stratigrafickým zaradením (od 9,35 do 10,31 Ma). Keďže nepoznáme ich presnú stratigrafickú pozíciu, nemožno presne odhadnúť, do akej miery je ich morské stroncium ovplyvnené príspevkom kontinentálneho stroncia. Pretože predpokladáme, že sladké vody prinášali stroncium s nižším $^{87}Sr/^{86}Sr$ pomerom (ako sme poukázali v predchádzajúcom texte), konvertované „veky“ predstavujú najvyššie hodnoty. Problém možno riešiť, čo je otázka vstupných parametrov modelu zmiešavania, ktorým sa budeme zaoberať v ďalšom texte. Zóna H panónu (najviac vzoriek pochádza z rišňovskej priehlbiny Dunajskej panvy) má z celého súboru najvyššiu variabilitu, zrejme spôsobenú izotopovou heterogenitou sladkých vôd za prispenia podzemných, so vznikom travertínov.

Súhrnný prehľad o variabilite pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ vo vzorkách z rôznych oblastí a v rôznom čase uvádzame na obr. 7. Charakteristické črty sú viditeľné pre vývoj $^{87}Sr/^{86}Sr$ v brakických vodách: vzorky zo spodného (č. 31), resp. vrchného sarmatu (č. 37) ešte zachovávajú svoj pôvodný $^{87}Sr/^{86}Sr$ morský izotopový signál, s najmladším vekom 12,42 Ma, ale vekovo veľmi blízke vzorky z Nexingu už nie. Rýchle vysladzovanie a prínos Sr z kontinentálnych zdrojov prudko znižuje ich $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotopový pomer. Tento trend je viditeľný aj v sladkých vodách uzavretej Turčianskej kotliny (biele krúžky), kde od hranice sarmat?/panón pomer klesá až do zóny H panónu, ale potom je zrejmé zvýšenie pomerov v ponte. Je pravdepodobné, že tento vývoj je odrazom viacerých paleofaktorov v priebehu času.

B. Model zmiešavania morskej a sladkej vody vo vrchnom sarmate

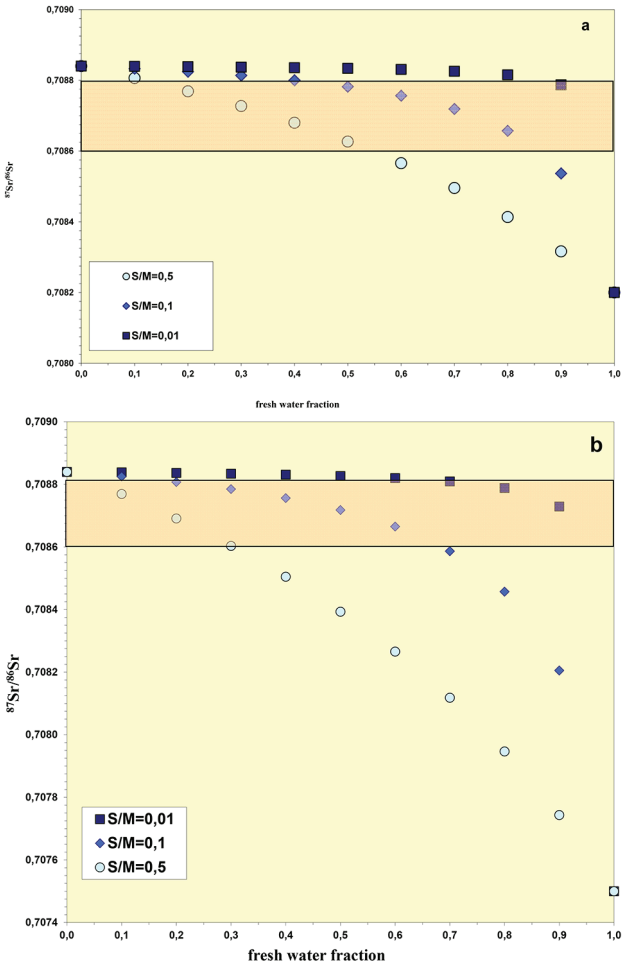
Pri úvahách nad pomerom $^{87}Sr/^{86}Sr$ a koncentráciou Sr v sladkých vodách môžeme akceptovať ako jeden z parametrov izotopové hodnoty z uzavretej Turčianskej kotliny. Priemerné izotopové zloženie sladkých vôd možno odvodiť z fosílií na hranici sarmatu a panónu s častými hodnotami medzi 0,7082 – 0,7083. Koncentráciu Sr v morskej (M) a sladkej (S) vode nepoznáme, ale tento



Obr. 7. Variabilita $^{87}Sr/^{86}Sr$ v schránkach z morsko-brakického (schránky) a sladkovodného prostredia v časovom rozpätí od sarmatu po pont. 1 – vzorky z morsko-brakického prostredia (Viedenská a Dunajská panva); 2 – vzorky z uzavretej Turčianskej kotliny (hlavne sladkovodné mäkkýše); 3 – sladkovodné vápence a mäkkýše z Viedenskej a Dunajskej panvy (hlavne rišňovská priehlbina); S_1 – spodný sarmat; S_2 – vrchný sarmat; S-P – hranica sarmatu a panónu; P_B – zóna B panónu; P_E – zóna E panónu; P_H – zóna H panónu; P – panón; Pt – pont.

Fig. 7. $^{87}Sr/^{86}Sr$ variability from marine – brackish (shells) and freshwater environments in the time span from the Sarmatian to Pontian. 1 – samples from marine – brackish environment (Vienna Basin and Danube Basin); 2 – samples from a closed Turčianska kotlina Basin (fresh waters mollusc mainly); 3 – freshwater limestones and mollusc from Vienna Basin and Danube Basin (Rišňovce depression mainly); S_1 – Lower Sarmatian; S_2 – Upper Sarmatian, S-P – Sarmatian and Pannonian boundary; P_B – Pannonian B, P_E – Pannonian E, P_H – Pannonian H; P – Pannonian; Pt – Pontian.

parameter môžeme odvodiť ako pomer koncentrácie S/M. V súčasnosti má morská voda pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,709175 ± 30 a koncentráciu Sr 7,62 ppm. Pri vysokom váženom pomere $^{87}Sr/^{86}Sr$ cca 0,711 – 0,712 (Palmer a Edmond, 1989; Wadleigh et al., 1985) v súčasných vodných tokoch má stroncium omnoho nižšiu koncentráciu. Goldstein a Jacobsen (1987) udávajú priemerný obsah Sr zo súčasných najväčších svetových riek 0,0619 ppm Sr, teda v porovnaní s morskou vodou viac ako 100x nižšiu. Koncentrácia Sr a pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ je v sladkých vodách značne variabilná a závisí od horninovej charakteristiky riekami drénovaných oblastí (Edmond, 1992; Wadleigh et al., 1985). Andersson et al. (1992) uvádzajú klasický príklad z Baltického mora: silne vysladená voda v Botnickom zálive má vyšší pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ (až 0,709718 ± 41) ako súčasná morská voda jednoducho preto, že stroncium znášané



Obr. 8. Výsledky zmiešavacieho modelu sarmatskej morskej vody so sladkou vodou. a – sladká voda s pomerom $^{87}Sr/^{86}Sr$ sarmat?/panónskej vody Turčianskej kotliny; b – hypotetický zdroj s nižším $^{87}Sr/^{86}Sr$ pomerom; S/M – pomer koncentrácie Sr v sladkej a morskej vode.

Fig. 8. The results of the mixing model of Sarmatian marine water with fresh water. a – fresh water with $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio as Sarmatian?/Pannonian water of the Turčianska kotlina Basin; b – the source with a lower $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio. S/M – ratio of the Sr concentration in fresh and sea water.

riekami z Baltického štítu je vysoko rádiogénne (t. j. vysoký $^{87}Sr/^{86}Sr$ pomer, až do hodnôt 0,733035, spôsobený starými horninami a ich vysokým Rb/Sr pomerom), ale koncentrácia Sr v sladkých vodách je omnoho nižšia (cca 0,011 ppm). Znos stroncia z fanerozoických hornín, včítane sedimentárnych, má iný charakter: nižší pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ (v prípade Visly cca 0,709), ale koncentrácia Sr v takýchto riekach môže byť omnoho vyššia (0,2 – 0,5 ppm). Hlavné rieky vtekajúce do Čierneho mora majú pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ medzi 0,7085 – 0,7089 a koncentráciu Sr 0,22 – 0,24 ppm. Volga, hlavný donátor sladkej vody do Kaspického mora, má pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70802, ale koncentráciu Sr až 9,92 (Major et al., 2006; Palmer a Edmond, 1989). V podzemných vodách Slovenska Rapant et al. (1996) zistil najnižšiu koncentráciu 0,01 – 0,06 ppm Sr z kryštalinika a neovulkanitov, naopak, vyššia koncentrácia 0,2 až 0,7 ppm sa viaže na karbonátové prostredie. Existuje teda veľa zdrojov s rôznym izotopovým pomerom $^{87}Sr/^{86}Sr$. V našej oblasti sú to horniny kryštalinika (0,708 – 0,740; Cambel et al., 1990), druhohorné vápence (0,7068 až 0,7078; Burke et al., 1982), vulkanické horniny (okolo 0,707) a sedimenty tiež s veľkou variabilitou. Všetky prispievajú k celkovému izotopovému zloženiu Sr v sladkých vodách rôznou mierou, a to vzhľadom na rozdielny izotopový pomer a koncentráciu Sr. Možné eventuality možno modelovať zmiešavaním dvoch zdrojov, ktoré majú rozdielne izotopové zloženie aj rozdielne koncentrácie stroncia (Faure, 1986). Tento zjednodušený postup síce nemusí potvrdiť skutočnú realitu, ale prinajmenej vylúči nepravdepodobné predstavy. Na obr. 8a, b znázorňujeme výsledky dvoch modelov, s rozdielnym $^{87}Sr/^{86}Sr$ v sladkej vode, ale s rovnakým pomerom koncentrácie Sr v sladkej (S) a morskej (M), S/M. Z uvedených grafov vyplýva (a – neogénne vody Turčianskej kotliny, b – hypotetické vody, napr. vápencové), že rozhodujúcim parametrom je pomer koncentrácie S/M. Veľký stupeň vysladenia morskej vody (zníženie salinity) nemusí ekvivalentne znamenať aj merateľnú zmenu v $^{87}Sr/^{86}Sr$, a teda dramatický odklon od parametrov súvekej morskej vody. Pri veľmi nízkom pomere S/M aj pri vysokom vysladení sa pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ mení pomaly (môže to byť prípad vzoriek zo zóny E panónu) a rýchlejšiu zmenu poklesu tejto hodnoty na úroveň, ktorú sme zistili v brakických vodách (horizontálne pole na grafoch), je možné dosiahnuť iba zvyšovaním S/M pomeru. Teda morsko-brakické vody mohli vznikať miešaním sladkej vody, v ktorej bola oproti morskej vyššia koncentrácia Sr. Rozhodujúcim zdrojom tu mohlo byť stroncium pochádzajúce z druhohorných vápencov, aj keď nemožno vylúčiť iné zdroje s vyšším $^{87}Sr/^{86}Sr$ pomerom, ale s menším príspevkom.

Záver

Práca sa zaoberá hlavne vývojom izotopového zloženia pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ vo fosílnych schránkach mäkkýšov z morského, brakického až morského a sladkovodného prostredia (vápencov) centrálnej Paratetýdy, neskôr Panónskeho jazera v stratigrafickom rozpätí od kišcelu do pontu (obr. 1). Analyzovali sme 78 vzoriek na izotopový

pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ a 65 vzoriek na izotopové zloženie uhlíka a kyslíka (tab. 1, obr. 2 – 7).

Získané výsledky z morských mäkkýšov (20 vzoriek) dokazujú, že izotopové zloženie $^{87}Sr/^{86}Sr$ morskej vody centrálnej Paratetýdy bolo generálne kompatibilné s morskou vodou v danom čase (kišcel – báden). 1/3 vzoriek, ktoré nie sú v zhode so stratigrafickým zaradením, bola pravdepodobne ovplyvnená sekundárnymi procesmi, rekryštalizáciou v priebehu diagenézy, ktoré zdeformovali pôvodný, originálny izotopový signál (tab. 1a).

Na základe izotopového zloženia $^{87}Sr/^{86}Sr$ vo fosílnych schránkach vrchného sarmatu možno prijať predpoklad, že prvé stopy vysladzovania morského prostredia sladkými vodami v skúmaných lokalitách sú zaznamenané po období 12,4 mil. rokov (podľa numerickej SIS škály). Vzorkový materiál použitý v tejto práci dokazuje, že izotopové zloženie sladkých vôd, ich $^{87}Sr/^{86}Sr$ pomer, ktoré sa zmiešavali s pôvodnou súvekou morskou vodou, bol v týchto vodách vždy výrazne nižší, aký mala súveká morská voda. Preto aj výsledok zmiešavania sladkej a morskej vody – brakické vody – má nižší izotopový pomer ako súveká morská voda. Sladké vody, ktoré vysladzovali morskú vodu v centrálnej Paratetýde, boli pravdepodobne geneticky viazané na chemické rozpúšťanie vápencov, aj keď nemožno vylúčiť iné zdroje s vyšším $^{87}Sr/^{86}Sr$ pomerom, ale s menším príspevkom. Na základe izotopového štúdia fosílií, resp. vápencov z vysladeného prostredia (hlavne rišňovská priehlbina Dunajskej panvy), resp. z uzavretej panvy (Turčianska kotlina), boli získané originálne údaje týkajúce sa izotopového zloženia sladkých vôd v neogéne. Na základe výsledkov je Turčianska kotlina dobrým príkladom. Tu boli zaregistrované zmeny izotopového signálu $^{87}Sr/^{86}Sr$ v sladkých vodách (v Turčianskej kotline), ktorý, ako sa ukazuje, nebol stacionárny, ale menil sa v čase od sarmatu?/panónu po pont (obr. 7). V priebehu času sa izotopový signál menil od priemerných hodnôt cca 0,7083 (predpokladaný sarmat?/panón) a klesal na úroveň 0,7081 (panón), potom znovu stúpal k priemerným hodnotám 0,7083 (pont). Vzorky z rišňovskej priehlbiny Dunajskej panvy v podstate generálne kopírujú nižší izotopový pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ v zóne B a H panónu (aj keď s väčšou variabilitou). Pozoruhodná je blízka zhoda vzoriek zo zóny E panónu so súvekou morskou vodou. Nemožno vylúčiť lokálne spojenie v časti Dunajskej, resp. Viedenskej panvy s otvoreným morom v kombinácii s nízkou koncentráciou Sr v sladkých vodách. Naproti tomu pomer koncentrácie Sr v sladkej a morskej vode (S/M) v prípade sarmatských mäkkýšov z brakicko-morského prostredia, musel byť vyšší (obr. 8).

Poďakovanie. Práca vznikla v rámci úlohy „Aktualizácia geologickej stavby problémových území Slovenska v mierke 1 : 50 000, čiastková úloha T-08/06“ financovanej MŽP SR. J. K. ďakuje prof. Dr. hab. J. Burchartovi (ING PAN, Varšava) za všestrannú podporu počas analytických prác vo Varšave. Pri výbere vzorkového materiálu do tejto práce sme získali významný profit zo vzoriek Turčianskej kotliny, ktoré nám venoval RNDr. Miloš Rakús, CSc. (*1934 – †2005), označených v tab. 1 písmenom R. Článok venujeme jeho pamiatke. Pripomienky a komentáre doc. Ing. Š. Hladilovej, CSc. a doc. Mgr. N. Hudáčkovej, PhD. pomohli vylepšiť pôvodný text článku.

References

Andersson, P. S., Wasserburg, G. J. & Ingri, J., 1992: The sources and transport of Sr and Nd isotopes in the Baltic Sea. *Earth Planet. Sci. Lett., 113, 459 – 472.*

Andersson, P. S., Wasserburg, G. J., Ingri, J. & Stordal, M. C., 1994: Strontium, dissolved and particulate loads in fresh and brackish waters: the Baltic Sea and Mississippi Delta. *Earth Planet. Sci. Lett., 124, 195 – 210.*

Andrusov, D., 1954: O veku výplne Turčianskej kotliny a o vývine pliocénu na strednom Slovensku. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 5, 1 – 4, 255 – 269.*

Baráth, I., Fordinál, K. & Pipík, R., 1999: Lacustrine to alluvial sedimentary cyclicity (Pannonian Zone E, Danube Basin). *Geol. Carpath., 50, 14 – 16.*

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

Bílek, K., 1966: Burdigalská fauna chropovských slepenců. *Geol. Práce, Zpr., 40, 5 – 37.*

Böhme, M., 2003: The Miocene Climatic Optimum: Evidence from ectothermic vertebrates of Central Europe. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 195, 389 – 401.*

Brass, G. W. & Turekian, K. K., 1977: Comment on: “The strontium isotopic composition of seawater and seawater-oceanic crust interaction” by E. T. C. Spooner. *Earth Planet. Sci. Lett., 34, 165 – 166.*

Brestenská, E., Buday, T., Ivan, Ľ. & Seneš, J., 1961: Sekcia C – Neogén. In: Sjazdový sprievodca. XII. sjazd Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu, Slovenský výbor. Čs. spoločnosť pre mineralógiu a geológiu. *GÚDŠ, Bratislava, 87 – 111.*

Buday, T., 1939: Tři lokality tortonské fauny na západním úpatí Malých Karpat. *Příroda, 32, 3, 94 – 96.*

Buday, T., 1962: Neogén Turčianské kotliny. *Sbor. Ústř. Úst. geol., 27 (1960), 475 – 502.*

Burke, W. H., Denison, R. E., Hetherington, E. A., Koepnick, R. B., Nelson, H. F. & Otto, J. B., 1982: Variation of seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ throughout Phanerozoic time. *Geology, 10, 516 – 519.*

Cambel, B., Král, J. & Burchart, J., 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát (s katalógom údajov). *Veda, Bratislava, 183 s.*

Cochran, J. K., Kallenberg, K., Landman, N. H., Harries, P. J., Weinreb, D., Turekian, K. K., Beck, A. J. & Cobban, W. A., 2010: Effect of diagenesis on the Sr, O, and C isotope composition of late Cretaceous molluscs from the Western Interior Seaway of North America. *Amer. J. Sci., 310, 2, 69 – 88.*

Čierna, E., 1974: Mikropaläontologische und Biostratigraphische Untersuchungen einiger Bohrproben aus der weiteren Umgebung von Rohožník. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 26, 113 – 187.*

Čtyroký, P., 1959: Fauna mořských měkkýšů spodního burdigalu na Považí. *Geol. Práce, Zoš., 51, 55 – 140.*

Čtyroký, P., 1960: Fauna litorálních sedimentů spodního burdigalu z okolí Považské Bystrice. *Geol. Práce, Zpr., 18, 141 – 152.*

Čtyroký, P., 1961a: Zpráva o paleontologickém výzkumu spodnoburdigalských slepenců v okolí Chropova (v severovýchodní části Dolnomoravského úvalu). *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1959, 122 – 123.*

Čtyroký, P., 1961b: Fauna spodnoburdigalských slepenců z okolí Chropova na západním Slovensku. *Čas. Mineral. Geol., 6, 1, 6 – 14.*

Dasch, E. J., 1969: Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments, and sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 1 521 – 1 552.*

Derry, L. A. & France-Lanord, Ch., 1996: Neogene Himalayan weathering history and river $^{87}Sr/^{86}Sr$: impact on the marine Sr record. *Earth Planet. Sci. Lett., 142, 59 – 74.*

De Villiers, S., 2005: The correct use of Sr isotopes in river-groundwater mixing models: A Breede case study. *Water SA, 31, 3, 397 – 398.*

Edmond, J. M., 1992: Himalayan Tectonics, Weathering Processes,

and the Strontium Isotope Record in Marine Limestones. *Science, 258, 1 594 – 1 597.*

Eidvin, T., Ullmann, C. V., Dybkjær, K., Rasmussen E. S. & Piasecki, S., 2014: Discrepancy between Sr isotope and biostratigraphic datings of the upper middle and upper Miocene succession (Eastern North Sea Basin, Denmark). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 411, 267 – 280.*

Faure, G., 1982: The marine-strontium geochronometer. *In: Odin, D. S. (ed.): Numerical Dating in Stratigraphy. John Wiley & Sons Ltd., 73 – 79.*

Faure, G., 1986: Principles of Isotope Geology. *John Wiley & Sons, New York, 2nd edition, 464 p.*

Fordinál, K., 1994: Vrchný panón (zóna H) východného okraja Považského Inovca. *Geol. Práce, Spr., 99, 67 – 75.*

Fordinál, K., 1996: Terrestrial gastropods of the Upper Pannonian in the northern part of the Danube Basin. *Slovak Geol. Mag., 1, 5 – 16.*

Fordinál, K., 1997: Mollusc (gastropoda, bivalvia) from the Pannonian deposits of the western part of the Danube Basin (Pezinok – clay pit). *Slovak Geol. Mag., 3, 4, 263 – 283.*

Fordinál, K., 1998: Freshwater gastropods of Upper Pannonian age in the northern part of the Danube Basin. *Slovak Geol. Mag., 4, 4, 293 – 300.*

Fordinál, K. & Harčová, E., 1997: Izotopové zloženie O a C vo vápnitých schránkach panónskych mäkkýšov z územia Bratislavy – indikátor paleoekologických pomerov. *Miner. Slov., 29, 1, 50 – 60.*

Fordinál, K., Maglay, J., Elečko, M., Nagy, A., Moravcová, M., Vlačiky, M., Kohút, M., Németh, Z., Bezák, V., Polák, M., Plašienka, D., Olšavský, M., Buček, S., Havrila, M., Hók, J., Pešková, I., Kucharič, Ľ., Kubeš, P., Malík, P., Baláž, P., Liščák, P., Madarás, J., Šefčík, P., Baráth, I., Boorová, D., Uher, P., Zlinská, A. & Žecová, K., 2012: Vysvetlivky ku geologickej mape Záhorskej nížiny 1 : 50 000. *Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7 – 232.*

Fordinál, K. & Nagy, A., 1996: Fauna panónskych sladkovodných vápencov okolia Turčianok (západný okraj pohoria Tríbeč). *Geol. Práce, Spr., 102, 51 – 54.*

Fordinál, K. & Nagy, A., 1997: Hlavinské vrstvy – okrajové vrchnopanónske sedimenty rišňovskej priehlbiny. *Miner. Slov., 29, 401 – 406.*

Fordinál, K., Nagy, A. & Fejdiová, O., 1996: Vrchnopanónske sladkovodné sedimenty okolia Čeladiniec (západný okraj pohoria Tríbeč). *Miner. Slov., 28, 4, 307 – 311.*

Fordinál, K., Nagy, A. & Vass, D., 2001: Problémy stratigrafie a litostratigrafie vrchného miocénu podunajskej panvy. *Miner. Slov., 1, 33, 7 – 14.*

Fordinál, K., Zágoršek, K. & Zlinská, A., 2006: Early Sarmatian biota in the northern part of the Danube Basin (Slovakia). *Geol. Carpath., 57, 2, 123 – 130.*

Fordinál, K. & Zlinská, A., 1998: Fauna vrchnej časti holíčskeho súvrstvia (sarmat) v Skalici (viedenská panva). *Miner. Slov., 30, 2, 137 – 146.*

Friedman, I. & O´Neil, J. R., 1977: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interests. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 440-KK.*

Galy, A., France-Lanord, Ch. & Derry, L. A., 1999: The strontium isotopic budget of Himalayan rivers in Nepal and Bangladesh. *Geochim. Cosmochim. Acta, 63, 13 – 14, 1 905 – 1 925.*

Gašparik, J., Halouzka, R., Miko, O., Rakús, M., Bujnovský, A., Lexa, J., Panáček, A., Samuel, O., Gašpariková, A., Planderová, E., Snopková, P., Fendek, M., Hanáček, J., Motlidba, I., Klukanová, A., Žáková, E., Horniš, J. & Ondrejičková, A., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape Turčianskej kotliny 1 : 50 000. *GÚDŠ, Bratislava, 196 s.*

Goldstein, S. J. & Jacobsen, S. B., 1987: The Nd and Sr isotopic systematics of river-water dissolved material: Implications for the sources of Nd and Sr in seawater. *Chem. Geol., 66, 245 – 272.*

Goldstein, S. J. & Jacobsen, S. B., 1988: Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett., 87, 249 – 265.*

Harris, N., 1995: Significance of weathering Himalayan metasedimentary rocks and leucogranites for the Sr isotope evolution of seawater during the early Miocene. *Geology, 23, 9, 795 – 798.*

Harzhauser, M. & Mandic, O., 2008: Neogene lake systems of Central and South-Eastern Europe: Faunal diversity, gradients and interrelations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 260, 417 – 434.*

Harzhauser, M. & Piller, W. E., 2004: Integrated stratigraphy of the Sarmatian (Upper Middle Miocene) in the western Central Paratethys. *Stratigraphy, 1, 1, 65 – 86.*

Harzhauser, M. & Piller, W. E., 2009: Molluscs as a major part of subtropical shallow-water carbonate production: An example from a Middle Miocene oolite shoal (Upper Serravallian, Austria). *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 42, 185 – 200.*

Harzhauser, M. & Tempfer, P. M., 2004: Late Pannonian Wetland Ecology of the Vienna Basin based on Molluscs and Lower Vertebrate Assemblages (Late Miocene, MN 9, Austria). *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 246, 55 – 68.*

Hladilová, Š. & Fordinál, K., 2013: Upper Badenian molluscs (Gastropoda, Bivalvia, Scaphopoda) from the Modra-Kráľová locality (Danube Basin, Slovakia). *Miner. Slov., 45, 1 – 2, 35 – 44.*

Hladilová, S. & Hladíková, J., 1993: Paleoecology and isotopic analysis of Eggenburgian molluscs from the SW part of the Carpathian Foredeep in Moravia (Czech Republic). *Jb. Geol. B.-A., 136, 4, 757 – 768.*

Hladilová, Š., Hladíková, J. & Kováč, M., 1998: Stable isotope record in Miocene fossils and sediments from Rohožník (Vienna Basin, Slovakia). *Slovak Geol. Mag., 4, 2, 87 – 94.*

Holmden, C., Creaser, R. A. & Muehlenbachs, K., 1997: Paleosalinities in ancient brackish water systems determined by $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios in carbonate fossils: A case study from the Western Canada Sedimentary Basin. *Geochim. Cosmochim. Acta, 61, 10, 2 105 – 2 118.*

Howarth, R. J. & McArthur, J. M., 1997: Statistics for Strontium Isotope Stratigraphy: A Robust LOWESS Fit to the Marine Sr-Isotope Curve for 0 to 206 Ma, with Look-up Table for Derivation of Numeric Age. *J. Geol., 106, 441 – 456.*

Hók, J., Kováč, M. & Šujan, M. (eds.), 2003: Geologické hodnotenie územia EMO. *Manuskript. Archív EQUIS, s. r. o., Bratislava.*

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

Hudáčková, N. & Spezzaferi, S., 2002: Statistical approach to reconstruct paleoenvironments: An example from the Miocene of Devínska Nová Ves (Central Paratethys, Vienna Basin Slovak Part). EMMM2002. *The third International Congress Environmental Micropaleontology, Microbiology and Meiobenthology, Vienna, 99 – 101.*

Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiová, O., Marcin, D., Liščák, P., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J. & Szalaiová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča 1 : 50 000. *GS SR, Bratislava, 236 s.*

Jiříček, R., 1988: Stratigrafie, paleogeografie a mocnosť sedimentu neogénu vídeňské pánve. *Zem. Plyn, Nafta, 33, 4, 583 – 622.*

Joniak, P., 2002: Early Vallesian rodents from Borský Sv. Jur (Slovakia). *In: Michalík, J., Hudáčková, N., Chalupová, B. & Starek, D. (eds.), 2002: Paleogeographical, Paleoecological, Paleoclimatical Development of Central Europe. Abstract Book, 5-7th June 2002, Institute of Geology, Slovak Academy of Science, Bratislava, 21 – 23.*

Joniak, P., 2013: New finds of rodents from the Upper Miocene sediments of Danube Basin (Slovakia). Neogene to Quaternary Geological Evolution of Mediterranean, Paratethys and Black Sea. *14th RCMNS Congress, Istanbul., p. 248.*

Kantorová, V., 1985: Mikrobiostratigrafické zhodnotenie vzoriek z listu Lučenec/4 podľa foraminiferovej mikrofauny. *In: Vass, D., Elečko, M., Konečný, V., Pristaš, J., Škvarka, Ľ., Šucha,*

P. & Krippel, P. (eds.): Vysvetlivky ku geologickej mape list 46-214 Lučenec/4. Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Keith, M. L., Anderson, G. M. & Eichler, R., 1964: Carbon and oxygen isotopic composition of mollusc shells from marine and fresh-water environments. *Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 1 757 – 1 786.*

Kohút, M., Plašienka, D., Fordinál, K., Maglay, J. & Kučera, M., 2007: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernolákovo. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

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

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

Kováč, M., Hók, J., Minár, J., Vojtko, R., Bielik, M., Pipík, R., Rakús, M., Kráľ, J., Šujan, M. & Králiková, S., 2011: Neogene and Quaternary development of the Turiec Basin and landscape in its catchment: A tentative mass balance model. *Geol. Carpath., 62, 4, 361 – 379.*

Kováč, M., Marko, F. & Baráth, I., 1993: Štruktúrny a paleogeografický vývoj západného okraja centrálnych Západných Karpát v neogéne. *In: Rakús, M. & Vozár, J. (eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Konf., Symp., Sem. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 45 – 56.*

Kováčová, P. & Hudáčková, N., 2009: Late Badenian foraminifers from the Vienna Basin (Central Paratethys): Stable isotope study and paleoecological implications. *Geol. Carpath., 60, 1, 14 – 16.*

Kováčová, P., Emmanuel, L., Hudáčková, N. & Renard, M., 2009: Central Paratethys paleoenvironment during the Badenian (Middle Miocene): Evidence from foraminifera and stable isotope ($\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$) study in the Vienna Basin (Slovakia). *Int. J. Earth Sci., 98, 1 109 – 1 127.*

Kráľ, J., Zieliński, G. & Fordinál, K., 1995: Izotopový pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ v troch schránkach mäkkýšov z terciéru Západných Karpát. *Miner. Slov., 27, 5, 365 – 374.*

Kroopnick, P., Weiss, R. F. & Craig, H., 1972: Total CO_2, ^{13}C, and dissolved oxygen – ^{18}O at geosecs II in the North Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett., 16, 103 – 110.*

Kvaček, Z., Kováč, M., Kovar-Eder, J., Doláková, N., Jechorek, H., Parashiv, V., Kováčová, M. & Slíva, Ľ., 2006: Miocene evolution of landscape and vegetation in the Central Paratethys. *Geol. Carpath., 57, 295 – 310.*

Maglay, J. (ed.), Pristaš, J., Nagy, A., Fordinál, K., Elečko, M., Havrila, M., Buček, S., Kováčik, M. (BA), Hók, J., Baráth, I., Kubeš, P., Kucharič, Ľ., Malík, P., Klukanová, A., Liščák, P., Ondrášik, M., Zuberec, J., Baláž, P. & Šefčík, P., 2011: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – Trnavskej pahorkatiny 1 : 50 000. *Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 322 s.*

Magyar, I., Geary, D. H. & Müller, P., 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 147, 151 – 167.*

Major, C. O., Goldstein, S. L., Ryan, W. B. F., Lericolais, G., Piotrowski, A. M. & Hajdas, I., 2006: The co-evolution of Black Sea level and composition through the last deglaciation and its paleoclimatic significance. *Quat. Sci. Rev., 25, 2 031 – 2 047.*

Marshall, J. D., 1992: Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geol. Mag., 2, 143 – 160.*

McArthur, J. M., 1994: Recent trends in strontium isotope stratigraphy. *Terra Nova, 6, 331 – 358.*

McArthur, J. M., 1998: Strontium Isotope Stratigraphy. *In: Doyle, P. & Bennett, M. R. (eds.): Unlocking the Stratigraphical Record: Advances in Modern Stratigraphy. John Wiley & Sons Ltd., 221 – 241.*

McArthur, J. M., Howarth, R. J. & Bailey, T. R., 2001: Strontium Isotope Stratigraphy: LOWESS Version 3: Best Fit to the Marine Sr-Isotope Curve for 0–509 Ma and Accompanying Look-up Table for Deriving Numerical Age. *J. Geology, 109, 155 – 170.*

McCrea, J. M., 1950: On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J. Chem. Phys., 18, 849 – 857.*

Mišík, M. & Reháková, D., 2009: Vápence Slovenska. I. časť, biohermné, krinoidové, sladkovodné, ooidové, onkoidové. *Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 186 s.*

Müller, P., Geary, D. H. & Magyar, I., 1999: The endemic molluscs of the Late Miocene Lake Pannon: Their origin, evolution, and family-level taxonomy. *Leithaia, 32, 1, 47 – 60.*

Nagy, A., Halouzka, R., Konečný, V., Lexa, J., Fordinál, K., Havrila, M., Vozár, J., Liščák, P., Stolár, M., Benková, K. & Kubeš, P., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny, východná časť 1 : 50 000. *GS SR, Bratislava, 187 s.*

Nelson, C. S. & Smith, A. M., 1996: Stable oxygen and carbon isotope compositional fields for skeletal and diagenetic components in New Zealand Cenozoic nontropical carbonate sediments and limestones: A synthesis and review. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 39, 93 – 107.*

Ondrejičková, A., 1975: Makrofauna z vrtu DV-1. *In: Elečko, M., Pristaš, J., Mello, J., Pecho, J. & Škvarka, L. (eds.): Vysvetlivky ku základnej geologickej mape listy: M-34-125-D-a (Šafarikovo), M-34-125-D-b (Dlhá Ves). Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Ondrejičková, A., 1978: Faciostratotypus: Chľaba bei Štúrovo, Bohrung ŠO-1, Westslowakische Donautiefebene, Tschechoslowakei. *In: Chronostratigraphie und Neostratotypen M4 badenien. Veda, Bratislava, 173 – 180.*

Palmer, M. R. & Edmond, J. M., 1989: The strontium isotope budget of the modern ocean. *Earth Planet. Sci. Lett., 92, 11 – 26.*

Palmer, M. R. & Edmond, J. M., 1992: Controls over the strontium isotope composition of river water. *Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 2 099 – 2 111.*

Papp, A. & Steininger, F., 1974: Holostratotypus NEXING, N. Ö. Wiener Becken, Österreich. *In: Papp, A., Marinescu, F. & Seneš, J. et al. (eds.): Chronostratigraphie und Neostratotypen, IV, Miozän M 5 Sarmatien. Veda, Bratislava, 162 – 166.*

Paramonova, N. P., 1994: Istorija sarmatskych a akčagylskich dvustvorčatych molljuskov. *Trudy Paleont. Inst. (Moskva), 260, 212.*

Peterman, Z. E., Hedge, C. E. & Tourtelot, H. A., 1970: Isotopic composition of strontium in seawater throughout Phanerozoic time. *Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 105 – 120.*

Piller, W. E. & Harzhauser, M., 2005: The myth of the brackish Sarmatian Sea. *Terra Nova, 17, 5, 450 – 456.*

Pipík, R., 1998: Salinity changes recorded by Ostracoda assemblages found in Pannonian sediments in the western margin of the Danube Basin. *In: Crasquin-Soleau, S., Braccini, E. & Lethiers, F. (eds.): What about ostracoda? 3rd European ostracodologists meeting Paris – Bierville (France), July 8-12 th 1996, Memoire 20, Pau, 167 – 177.*

Pipík, R., Bodergat, A. M., Briot, D., Renaud, S., Kráľ, J. & Kováč, M., 2012: Physic and biologic properties of the Late Miocene long-lived lake Turiec Basin (Slovakia) and reconstruction of its paleobiotopes. *J. Paleolimnol., 47, 233 – 249.*

Pipík, R. & Holec, P., 1998: Panónske lastúrničky (Crusracea, Ostracoda) a stavovce (Chordata, Vertebrata) z hliniska tehelne v Borskom Svätom Jure. *Miner. Slov., 30, 3, 185 – 194.*

Pipík, R., Kováč, M., Lexa, J., Mikuš, T. & Staňová, S., 2011: Stop 2: Dubná skala – limnic terminal deposits. *In: Pipík, R., Starek, D. & Staňová, S. (eds.): The 4th International Workshop on the Neogene from the Central and South-Eastern Europe. Abstracts and Guide of Excursion. Matej Bel University, Banská Bystrica, 55 – 56.*

Pisera, A., 1996: Miocene reefs of the Paratethys: A review. *SEMP Concepts in Sedimentology and Paleontology, 5, 97 – 104.*

Polák, M., Plašienka, D., Kohút, M., Putiš, M., Bezák, V., Maglay, J., Olšavský, M., Filo, I., Havrila, M., Buček, S., Elečko, M., Fordinál, K., Nagy, A., Hraško, Ľ., Németh, Z., Malík, P., Liščák, P., Madarás, J., Slavkay, M., Kubeš, P., Kucharič, Ľ., Boorová, D., Zlinská, A., Siráňová, Z. & Žecová, K., 2012:

Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Malé Karpaty 1 : 50 000. *ŠGÚDŠ, Bratislava, 287 s.*

Pristaš, J. (ed.), Elečko, M., Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Tkáčová, H., Tkáč, J., Liščák, P., Jánová, V., Švasta, J., Remšík, A., Žáková, E. & Töröková, I., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny 1 : 50 000. *ŠGÚDŠ, Bratislava, 250 s.*

Rakús, M., 1958: Paleontologický výskum neogénu okolia Martina. *Manuskript. Archív PriF UK, Praha.*

Rakús, M. & Hók, J., 2002: Geológia Turčianskej kotliny. *In: Janočko, J. & Elečko, M. (eds.): Tektogenéza terciérnych panví Západných Karpát. Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Rapant, S., Vrana, K. & Bodiš, D., 1996: Geochemický atlas Slovenska. I. Podzemné vody. *GS SR, Bratislava, 127 s.*

Reinhardt, E. G., Stanley, D. J. & Patterson, R. T., 1998: Strontium isotopic-paleontological method as a high-resolution paleosalinity tool for lagoonal environments. *Geology, 26, 11, 1 003 – 1 006.*

Rögl, F., 1998: Paleogeographic consideration for Mediterranean and Paratethys seaways (Oligocene to Miocene). *Ann. Naturhist. Mus. (Wien), 99 A, 279 – 310.*

Sabol, M., Joniak, P. & Holec, P., 2004: Succession (-s) of mammalian assemblages during the Neogene: A case study from the Slovak part of the Western Carpathians. *Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., geology, Brno, 31 – 32, 65 – 84.*

Salaj, J. & Zlinská, A., 1991: Spodnomiocénne sedimenty slienitej fácie od Považskej Teplej. *Miner. Slov., 23, 2, 173 – 178.*

Seneš, J., 1958: Pectunculus-Sande und Egerer Faunentypus im Tertiär bei Kováčov im Karpatenbecken. *Geol. Práce, Monogr. ser., 1, 7 – 232.*

Seneš, J., 1963: Zpráva o analýze makrofauny z vrtu PB-1 pri Sverepci. *In: Gabčo, R., Seneš, J., Lehotayová, R. H. & Planderová, E., 1963: Zpráva o geologickom mapovaní neogénu na liste mapy 1 : 50 000 Považská Bystrica v roku 1962. Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Schlögl, J., Chirat, R., Balter, V., Joachimski, M., Hudáčková, N. & Quillévéré, F., 2011: Aturia from the Miocene Paratethys: An exceptional window on nautilid habitat and lifestyle. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 308, 330 – 338.*

Schmitz, B., Aberg, G., Werdelin, L., Forey, P. & Bendix-Almgreen, S. E., 1991: $^{87}Sr/^{86}Sr$, Na, F, Sr and La in skeletal fish debris as a measure of paleosalinity of fossil-fish habitats. *Geol. Soc. Amer. Bull., 103, 786 – 794.*

Schmitz, B., Ingram, S. L., Dockery III, D. T. & Aberg, G., 1997: Testing $^{87}Sr/^{86}Sr$ as a paleosalinity indicator on mixed marine, brackish-water and terrestrial vertebrate skeletal apatite in late Paleocene-early Eocene near-coastal sediments, Mississippi. *Chem. Geology, 140, 275 – 287.*

Spencer, J. E. & Patchett, P. J., 1997: Sr isotope evidence for a lacustrine origin for the upper Miocene to Pliocene Bouse Formation, lower Colorado River trough, and implications for timing of Colorado Plateau uplift. *GSA Bulletin, 96, 6, 767 – 778.*

Spero, H. J., 1991: Opening the carbon isotope "vital effect" black box, 2, Quantitative model for interpreting foraminiferal carbon isotope data. *Paleoceanography, 6, 6, 639 – 655.*

Šutovská, K. & Kantor, J., 1992: Oxygen and carbon isotopic analysis of Karpatian foraminifera from LKŠ-1 borehole. (Southern Slovakian Basin). *Miner. Slov., 24, 3 – 4, 209 – 218.*

Švagrovský, J., 1981a: Lithofazielle Entwicklung und Molluskenfauna des oberen Badenians (Miozän, M4d) in dem Gebiet Bratislava – Devínska Nová Ves. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 7, 5 – 203.*

Švagrovský, J., 1981b: Bivalvia des Oberen Badeniens (Miozän) von Borský Mikuláš (NO-Teil des Wiener Beckens) und ihr Lebensmilieu. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 4, 387 – 426.*

Švagrovský, J., 1982a: Gastropoda, Prosobranchia, Teil I. Archaeogastropoda und Mesogastropoda des oberen Badeniens von Borský Mikuláš (NO-Teil des Wiener Beckens) und ihre stratigraphische Bedeutung. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 1, 3 – 50.*

Švagrovský, J., 1982b: Gastropoda, Prosobranchia, Teil II. Neogastropoda des oberen Badeniens von Borský Mikuláš (NO-Teil des Wiener Beckens) und ihre stratigraphische Bedeutung. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 4, 383 – 435.*

Švagrovský, J., 1984: Gastropoda, Euthyneura, Opistobranchia des oberen Badeniens aus der Umgebung von Borský Mikuláš (NO-Teil des Wiener Beckens) und ihre stratigraphische Bedeutung. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 2, 165 – 194.*

Töröková, I. & Fordinál, K., 1999: Fresh-water limestones of the Hlavina Bed in the Rišňov Furrow and Bánovce Depression. *Slovak Geol. Mag., 5, 3, 213 – 226.*

Vasiliev, I., Reichart, G. J., Davies, G. R., Krijgsman, W. & Stoica, M., 2010: Strontium isotope ratios of the Eastern Paratethys during Mio-Pliocene transition; Implication for interbasinal connectivity. *Earth Planet. Sci. Lett., 292, 123 – 131.*

Vass, D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. *Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 202 s.*

Vass, D. & Elečko, M. et al., 1989: Geológia Rimavskej kotliny. *GÚDŠ, Bratislava, 162 s.*

Vass, D. & Elečko, M. (eds.), 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. *GÚDŠ, Bratislava, 196 s.*

Vass, D., Franko, O., Gazda, S., Husák, Ľ., Kantorová, V., Klinec, A., Marková, M. & Ondrejičková, A., 1976: Geologické výsledky vrtov MV-2, MV-1, VV-1, VV-5 (Ipeľská kotlina). *Region. Geol. Západ. Karpát, 6, 7 – 96.*

Vass, D., Král, J., Fordinál, K. & Elečko, M., 2003: Hodnotenie výsledkov stronciovej izotopovej stratigrafie juhoslovenského kenozoika. *Miner. Slov., 32, 2, 117 – 124.*

Veizer, J., 1989: Strontium isotopes in seawater through time. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 17, 141 – 167.*

Veizer, J. & Compston, W., 1974: $^{87}Sr/^{86}Sr$ composition of seawater during the Phanerozoic. *Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 1 461 – 1 484.*

Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G. A. F., Diener, A., Ebneth, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, Ch., Pawellek, F., Podlaha, O. G. & Strauss, H., 1999: $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chem. Geology, 161, 59 – 88.*

Wadleigh, M. A., Veizer, J. & Brooks, Ch., 1985: Strontium and its isotopes in Canadian rivers: Fluxes and global implications. *Geochim. Cosmochim. Acta, 49, 1 727 – 1 736.*

Woodruff, F. & Savin, S. M., 1991: Mid-Miocene isotope stratigraphy in the deep sea: High- resolution correlations, paleoclimatic cycles, and sediment preservation. *Paleoceanography, 6, 6, 755 – 806.*

Zlinská, A., 2007: Zhodnotenie mikrofauny z listu 44-221 (Stupava). *In: Kohút, M., Plašienka, D., Fordinál, K., Maglay, J. & Kučera, M. (eds.): Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernolákovo. Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Zlinská, A., Fordinál, K. & Labajová, E., 2007: Fauna bádenských sedimentov východného okraja Malých Karpát. *In: Zlinská, A. (ed.): 8. paleontologická konferencia. Konf., Symp., Sem. Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 114 – 116.*

Zlinská, A., Zorn, I. & Zágoršek, K., 2013: Foraminifery, ostrakódy a machovky z okolia Devínskej Novej Vsi a Záhorskej Bystrice (slovenská časť Viedenskej panvy). *Miner. Slov., 45, 4, 185 – 200.*

Rukopis doručený 28. 7. 2014
Revidovaná verzia doručená 1. 10. 2014
Rukopis akceptovaný red. radou 8. 10. 2014

Príloha 1/Attachement 1
Zoznam študovaných lokalít a ich geografická pozícia
List of studied localities and their geographic position

Lokality	Súradnice		Vzorky
	zemepisná šírka	zemepisná dĺžka	
Viedenská panva			
Borský Mikuláš	48° 36' 22.64"	17° 11' 59.66"	č. 15
Devínska Nová Ves-Sandberg	48° 12' 01.14"	16° 58' 30.00"	č. 10 – 13
Devínska Nová Ves-výmoľ	48° 14' 30.18"	16° 58' 07.08"	č. 14
Stupava-Vrchná hora	48° 15' 39.65"	17° 02' 51.92"	č. 2 – 5
Stupava-Rakytovec	48° 17' 53.95"	17° 03' 42.83"	č. 1
Holíč	48° 47' 55.44"	17° 10' 25.59"	č. 32
Skalica	48° 51' 09.53"	17° 13' 25.26"	č. 33, 34
Dunajská panva a Považie			
Kováčov	47° 49' 25.06"	18° 46' 51.46"	č. 30
Sverepec-Somarica	49° 05' 26.31"	18° 23' 56.28"	č. 26
Lipovany	48° 13' 32.77"	18° 23' 56.28"	č. 23
Chľaba, vrt ŠO-1	47° 49' 44.36"	18° 51' 00.81"	č. 21
Modra-Kráľová	48° 21' 07.69"	17° 19' 28.58"	č. 6 – 9
Trstín	48° 31' 54.66"	17° 28' 31.85"	č. 19
Malý Pesek	48° 05' 10.40"	18° 44' 33.30"	č. 37
Dubová	48° 12' 52.15"	17° 21' 12.50"	č. 31
Mochovce, vrt JVM-5	48° 16' 28.84"	18° 27' 27.12"	č. 72
Pezinok	48° 16' 38.46"	17° 16' 46.32"	č. 75 – 77
Borský Jur	48° 36' 24.39"	17° 03' 01.58"	č. 78
Orešany, vrt PID-1	48° 30' 26.65"	17° 53' 40.20"	č. 73, 74
Bošany	48° 35' 01.19"	18° 15' 50.50"	č. 69
Čeľadince	48° 30' 19.72"	18° 11' 05.61"	č. 64
Kližské Hradište	48° 34' 22.43"	18° 21' 22.07"	č. 67, 68
Malé Kršteňany	48° 38' 09.52"	18° 24' 10.15"	č. 65
Malé Kršteňany-lom	48° 38' 22.19"	18° 26' 03.33"	č. 66
Krásno	48° 35' 48.60"	18° 18' 46.66"	č. 63
Sádok	48° 33' 22.30"	18° 15' 34.57"	č. 70, 71
Juhoslovenská panva			
Dolné Plachtince, vrt MV-1	48° 11' 12.94"	19° 18' 31.31"	č. 27
Dlhá Ves, vrt DV-1	48° 28' 47.37"	20° 23' 25.45"	č. 28, 29
Turčianska kotlina			
Dubná skala	49° 07' 56.2"	18° 53' 26.2"	č. 38, 40
Lúcky mlyn	48° 54' 01.0"	18° 44' 20.0"	č. 55 – 58
Martin – staré hlinisko	49° 03' 22.5"	18° 53' 15.0"	č. 51 – 54
Martin – nové hlinisko	49° 04' 10.0"	18° 60' 50.0"	č. 41 – 50
Slovenské Pravno	48° 54' 10.0"	18° 45' 05.0"	č. 59 – 62

$^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ in mollusc fossil shells from marine, brackish and freshwater environments from the Western Carpathians Tertiary sequences

Tertiary sediments of the Western Carpathians are represented by different shallow-water up to the deep--water lithofacies. Shallow-water marginal facies are characterized by little diversified associations of organisms in which individual taxa have broad stratigraphic extension, which prevents precise stratigraphic classification of these sediments. Another adverse factor complicating biostratigraphy of Neogene sediments is the fact that in the development of sedimentary basins of the Western Carpathians there occurred the insulation – in some time periods in a loss of connection to the open sea – the shift to freshwater environment and consequently the origin of endemic communities of organisms.

The main objective of this work was to describe differences in the isotopic composition of fossil shells from marine, brackish and freshwater environments during an episode of transition of Central Paratethys seawater and its change to the Pannonian lake.

$^{87}Sr/^{86}Sr$ isotopic ratio in Neogene mollusc shells (64 samples), and 14 freshwater limestones along with the carbon and oxygen isotopic data ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$, 65 measurements) from marine (Kiscelian – Badenian), marine – brackish (Sarmatian) and freshwater environments (Sarmatian?/Pannonian – Pontian) of central Paratethys, later changed to Pannonian lake, were analysed. Samples come from the Vienna Basin and Danube Basin and closed intermontane Turčianska kotlina Basin.

Methods: Samples for isotopic analysis of Sr, C and O were chemically prepared according to standard methodologies used in ŠGÚDŠ laboratories. Isotopic composition of carbon and oxygen in the form of CO_2 was measured applying a modernized mass spectrometer Finnigan MAT 250 (ŠGÚDŠ, Bratislava). $\delta^{18}O_{CO_2}$ were corrected for fractionation of oxygen between $CaCO_3$ and H_3PO_4 using the fractionation factor a = 1.01025 (Friedman and O´Neil, 1977). The $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotopic ratios were measured on VG-54E mass spectrometer at the Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Warszawa, Poland, in dynamic multicollector mode along with NIST 987 (12 runs). The average value was 0.710267 $\pm$ 22 (2SD). All raw samples data were adjusted to the accepted value $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.710248. Long-term stability of the analytical system was checked by repeated chemical preparation and runs of the internal standard (sample No. 34, Tab. 1b) along with NIST 987 measured in each set. Adjusted data to the NIST 987 (12 runs) had an average value of 0.708590 $\pm$ 8 (2SD).

Results:

a) Marine shells (stratigraphic range Kiscelian – Badenian, Tab. 1a, No. 1–30): Variability of $\delta^{13}C$ values lies between –3.34 and +1.42, $\delta^{18}O$ from –3.36 to +2.42 (Tab. 1a, Fig. 2). $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotopic ratios in the 20 samples of the fossil marine mollusc shells, converted to SIS numerical scale (Look Up Table; Howarth and McArthur, 1997), are in agreement with their defined stratigraphic position. However, in 10 samples converted ages do not match with their stratigraphic position (for example Mikulov, No. 16–18 in Tab. 1a), which documents problems with preservation of their original isotopic signal (Cochran et al., 2010). The discrepancy of the accepted stratigraphic ages with converted SIS age in these marine samples and feature of the change indicates loss of the original isotopic composition most probably by samples recrystallization during diagenesis.

b) Marine-brackish shells (Sarmatian, Tab. 1b, No. 31–37): the transition of marine water to brackish environment from the Upper Sarmatian in the study area is generally manifested by large differences in the values of $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ (Figs. 2 and 3a, b). The strontium isotopic composition varies significantly, but characteristic feature is the decreasing of the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios in comparison to contemporary seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio. The Upper Sarmatian sea water had isotopic ratio of about 0.70884, marine-brackish sea samples from this period have already $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotope ratio lowered up to 0.70859. But the isotopic ratio of the sample No. 37 is still compatible with seawater and its converted "age" is 12.42 Ma (Fig. 7).

c) Fresh water shells (Tab. 1c): The sample analysed from the Danube Basin and Vienna Basin (stratigraphic range Pannonian B – Pannonian H) and from the Turčianska kotlina Basin (Sarmatian?/Pannonian – Pontian) show the different paleo-environmental conditions which are indicated by $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ data (Fig. 4). While majority of $\delta^{18}O$ values from both areas vary in the near range of negative values (–8 to –6, and –6 to –3.5 respectively), $\delta^{13}C$ values of samples are clearly different (–9 to 0 and 0 to +5.3 respectively). $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotopic signal is also very different. The sedimentary record in the Turčianska kotlina Basin proves that it was closed freshwater lake isolated probably from the Sarmatian (Rakús and Hók, 2002; Kováč et al., 2011; Pipík et al., 2012), with majority of $^{87}Sr/^{86}Sr$ data between 0.7082–0.7083 (Fig. 5a), which means that the isotopic composition thus represents a unique record of $^{87}Sr/^{86}Sr$ average composition in fossil freshwater from the Sarmatian to Pontian. Isotopic composition of samples from Vienna and Danube basins is significantly heterogeneous (Fig. 5b). But one sample defined as Pannonian B is comparable with Sarmatian?/Pannonian samples from the Turčianska kotlina Basin (Fig. 7). In addition, the $^{87}Sr/^{86}Sr$ values of the freshwater shells from Pannonian E zone are very close to the contemporary Pannonian seawater, too (Figs. 5b and 6b). Thus, the local connection of the part of the Danube (Vienna) basin with marine environments can not be excluded. Fig. 7 presents the variability of the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio in samples from different areas and different stratigraphic positions.

Fig. 8 shows the results of a simple mixing model for marine (M) and fresh water (S) during Upper Sarmatian. The results of the model indicate that a decisive influence on the resulting isotope ratios in marine--brackish waters is not only the difference in strontium isotopic composition of these sources, but also the ratio of Sr concentrations in freshwater (S) and seawater (M). Based on the modeled data there may be supposed that main source of the continental, freshwater strontium could be derived from the Mesozoic limestones, although other sources with a small volume contribution can not be excluded.

Mineralia Slovaca, 46 (2014), 45 – 58
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Cenozoic alkaline volcanic rocks with carbonatite affinity in the Bohemian Massif: Their sources and magma generation

JAROMÍR ULRYCH and JANA ŠTĚPÁNKOVÁ-SVOBODOVÁ†

Institute of Geology v.v.i., Acad. Sci. Czech Rep., Rozvojová 269, 165 00 Praha 6,
Czech Republic; ulrych.@gli.cas.cz

Dedicated to the memory of Jana
†died on June 30, 2002

Abstract

Melilitic alkaline rock suite of the Osečná Complex and mildly alkaline rock suite of the Roztoky Intrusive Complex, both with carbonatite affinity, were studied to determine the source of magma for alkaline volcanism in the Cenozoic Central European Volcanic Province. No significant correlation in primary chemical composition exists between element contents in the extremely SiO_2-undersaturated melilitic rock suite of the Osečná Complex. All geochemical variations can be explained by metasomatic overprinting. The rocks represent a product of primitive mantle-derived magma. Enrichment in incompatible elements, high Zr/Hf, Ce/Pb ratios, relative depletion in HREE and negative K and Rb anomalies in the PM-normalized multielement variation diagrams point to a metasomatized mantle source with amphibole and/or phlogopite and garnet in the residuum.

The rocks of the essexite – monzodiorite – sodalite syenite series and associated differentiated dykes of the Roztoky Intrusive Complex, characterized by mean SiO_2 contents, are depleted in compatible elements, and their magma represents an evolved melt. Negative correlations between SiO_2 and MgO, TiO_2, P_2O_5 and CaO, and positive correlations between SiO_2 and K_2O, Na_2O and Al_2O_3 point to fractional crystallization of olivine, clinopyroxene, Fe-Ti oxides and apatite. The rocks geochemically correspond to the trachybasaltic lavas of the České středohoří Mts., and the same magma source can be presumed, i.e. mantle-related magma that was affected by some crustal assimilation.

Based on the presence of negative K and Rb anomalies in the PM-normalized multielement variation diagram in the Lower Paleozoic magmatic rocks of the Bohemian Massif we suggest that metasomatism of mantle lithosphere started already in the Early Cambrian. HIMU-OIB like Sr and Nd isotopic composition of the rocks of the Osečná Complex and variations in chemical composition of the volcanic rocks of the Central European Volcanic Province can be explained by continuous melting and subsequent metasomatism of mantle lithosphere. Geochemical similarities of ultramafic rocks from different world magmatic complexes show that subcontinental metasomatized mantle lithosphere is probably more homogeneous than sometimes presumed.

Key words: alkaline volcanic rocks, melilitic rocks, carbonatites, magma generation, metasomatism, Cenozoic, Bohemian Massif

Introduction

Carbonatite and associated alkaline rocks represent special products of mantle-derived magmas, the origin of which remains still under debate (e.g., Kaiserstuhl and Delitzsch Complex in the Cenozoic Central European Volcanic Province – CEVP; Wimmenauer, 1974; Ulrych et al., 1988; Krüger et al., 2012). Melilitic rocks as representatives of strongly undersaturated alkaline rock types are often associated with carbonatite complexes. Kresten et al. (1981), Dawson et al. (1985), Krüger et al. (2012) and others presumed that metasomatized melilitolite complexes are genetically associated with, or even underlain by, hidden carbonatite bodies. However, carbonatite rocks not always have been proved in the alkaline complexes.

Melilitic magma is usually believed to be small-volume partial melt of lithospheric mantle (Brey and Green, 1977; Brey, 1978; Alibert et al., 1983; Dautria et al., 1992; Dasgupta et al., 2007; Rass, 2008). Melilitic rocks are substantially enriched in incompatible trace elements. There are several possible ways of such enrichment: Wilson and Downes (1991), Wilson et al. (1995), Cullers and Graf (1984), Zinngrebe and Foley (1995) explained the enrichment by input of incompatible elements by interaction of the magma and wall rock during magma ascent (steady zone model), while Menzies and Murthy (1980), Bailey (1982), McKenzie (1989), Hegner et al. (1995), Furman (1995) presumed that alkaline magmas formed by partial melting of enriched source, represented by metasomatized subcontinental lithospheric mantle.

Metasomatic transformation of the lithospheric mantle can be generated by several mechanisms:

– metasomatism by hydrous fluids released from the subducting lithosphere (Basu et al., 1991; Tatsumoto et al., 1992; Wedepohl et al., 1994)

– metasomatism by alkali-rich carbonatite melts (Egorov, 1970; Green and Wallace, 1988; O´Nions and McKenzie, 1988; Hunter and McKenzie, 1989; Hauri et al., 1993)

– freezing of mantle-plume or metasomatism by asthenosphere-derived melts (Fitton et al., 1991; Johnson and Thompson, 1991; Menzies et al., 1991; Hegner et al., 1995)

– K or Na metasomatism of mantle wedge by interaction with slab-derived fluids in subduction environment (Kepezhinskas et al., 1995).

The aim of this study was to determine the source of parental magma for alkaline rock suites of presumable carbonatite affinity of the Roztoky and Osečná complexes, Bohemian Massif. Both complexes are related to the CEVP. The genesis of parental magma of ultramafic rocks of the CEVP was dealt with in a number of papers. Pivec et al. (1998a) considered that parental magma of melilitic rocks of the Osečná Complex was derived from sublithospheric mantle and was enriched in incompatible elements *en route* to the surface. On the basis of major and trace element compositions and Sr–Nd–Pb isotope ratios, Wilson et al. (1994) and Ulrych et al. (2000a, 2005) presumed the involvement of both lithospheric and asthenospheric mantle sources with HIMU-OIB affinities for primitive Cenozoic alkaline rocks (incl. olivine melilitites) of the Bohemian Massif. Hegner et al. (1995) suggested that parental magma of melilitic rocks of the Urach volcanic field (SW Germany) was derived from metasomatized lithosphere that was very recently enriched by the effect of melts derived from the old OIB source. Wilson and Downes (1991) presumed that molten subducted lithosphere of the Variscan age was involved in the source of parental magma of olivine melilitites of the CEVP. In a later study, Wilson et al. (1995) suggested that parental magma of Cenozoic melilitic alkaline rocks in Germany and France was derived from a metasomatized thermal boundary layer.

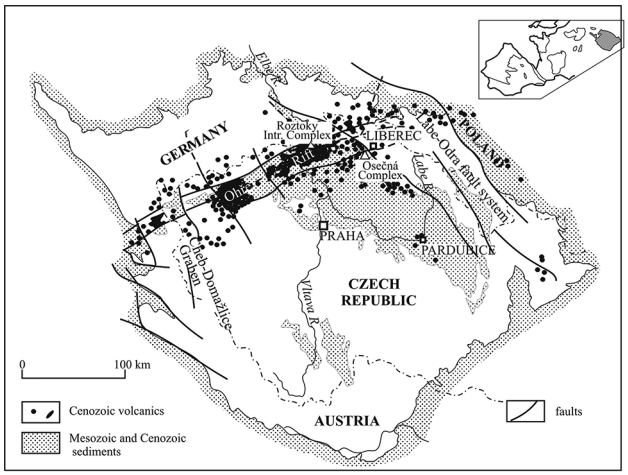


Fig. 1. Geological sketch map of the Bohemian Massif with indicated extent of Late Cretaceous to Cenozoic volcanic products. Modified after Ulrych et al. (1999). The position of the Osečná and Roztoky complexes are shown in the map.

Geological setting

The Osečná and Roztoky complexes were formed during the Upper Cretaceous to Tertiary volcanic activity related to the continental rift system in the foreland of the Alpine–Carpathian orogenic arc (Wimmenauer, 1974; Prodehl et al., 1995; Dèzes et al., 2004). Magma generation and ascent were controlled by major structural Variscan inhomogeneities of the basement. Young volcanism is associated with the following structures in the Bohemian Massif: the Ohře (Eger) Rift, the Labe/Elbe–Odra fault system and Cheb–Domažlice Graben (Ulrych et al., 2011; Fig. 1).

Two main Neoidic volcanic phases were recognized in the Bohemian Massif already by Ulrych and Pivec (1997), later specified by Ulrych et al. (2011): (1) pre-rift volcanism (79–49 Ma) in northern Bohemia, in the vicinity of the Lusatian Fault, in shoulder blocks of the later Ohře Rift, and (2) the syn-rift volcanism concentrated to the Ohře Rift with an older major episode (42–17 Ma) and a (3) younger minor one (13–9 Ma). Quaternary volcanic activity (4) was concentrated to limited areas only. Majority of magma (almost 99 vol. %) was extruded during the older rifting periods.

Cenozoic volcanism in the Bohemian Massif is represented by four principal rock series (Ulrych et al., 1999; classification of Le Maitre (ed.), 2002):

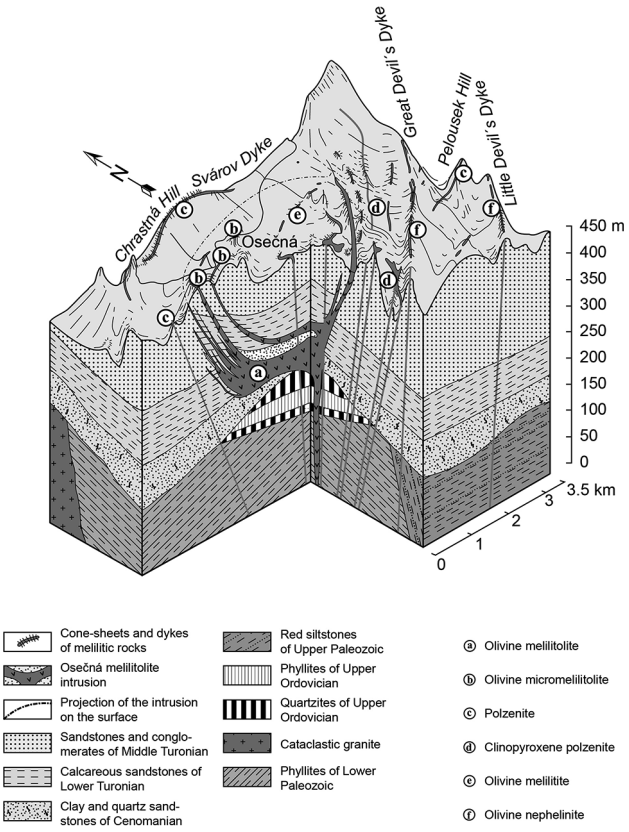


Fig. 2. A block diagram of the Osečná Complex. Modified after Rutšek in Ulrych et al. (1988).

(i) unimodal olivine melilitite/olivine nephelinite – melilitic lamprophyre (polzenite) rock suite of the pre-rift period (northern Bohemia),

(ii) bimodal olivine nephelinite/basanite/trachy basalt – trachyte and coeval nephelinite/tephrite – phonolite series of the syn-rift period (České středohoří Mts. in northern Ohře Rift and the Labe/Elbe–Odra fault system in northern Bohemia and Moravia, Saxony, Lusatia and Silesia),

(iii) mostly unimodal, (olivine) nephelinite/basanite––tephrite/(trachy)basalt – trachyte (rare) series of the syn--rift period (Doupovské hory Mts. in the western Ohře Rift),

(iv) bimodal tephrite/basanite – phonolite and coexisting trachybasalt – trachyte/rhyolite series of the syn-rift period (Cheb–Domažlice Graben, western Bohemia).

The ***Osečná Complex*** is situated on the eastern flank of the Ohře Rift and represents the principal centre for the Upper Cretaceous to Paleocene ultramafic ultraalkaline (melilite/nepheline) volcanism in the northern Bohemia, formed during the pre-rifting period (Pivec et al., 1998a; Ulrych et al., 1998, 2011). The central intrusion of the Osečná Complex (Fig. 2) is formed by olivine melilitolite that intruded into the Upper Cretaceous epicontinental sediments (12.5 km^2 with the apparent thickness of 20 to 60 m). The main melilitolite body is locally metasomatized by pegmatoids and phlogopitites, and penetrated by ijolite dykes. In the marginal parts, olivine melilitolite changes into porphyritic olivine micro-melilitolite of chilled margins and often forms finger-like apophyses. The dip angles of the Osečná saucer-shaped sill and flat-lying sheets is low (up to 30°) but steepen to as much as 70–80° on the edges of the saucer, forming finger-like apophyses (cf. similar steepening from the Cape Province, South Africa, Whin Sill, England and Midland Valley Sill, Scotland in Hall, 1995). Independent dykes of lamprophyric ultramafic rocks – polzenites (Scheumann, 1913, 1922), usually of porphyritic olivine micro-melilitolite composition, are associated with the intrusion (polzenite formation sensu Shrbený, 1995). Nevertheless, the Osečná intrusion is associated with steeply inclined, partly younger dykes of olivine nephelinite to olivine melilitite composition of the pre-rifting volcanic phase. Both, the mantle (lherzolites, harzburgites, and clinopyroxene phlogopitites) and the upper crustal xenoliths were described from the olivine melilitolite and olivine nephelinite/melilitite rock suite of the Osečná Complex (Ulrych et al., 2000c).

The ***Roztoky Intrusive Complex*** is situated in the centre of volcanic activity of the České středohoří Mts. It represents the second largest erosional relict of the Cenozoic volcanic complex within the Ohře Rift. The Roztoky Intrusive Complex (Fig. 3) is situated at the intersection of the hypothetical central fault of the Ohře Rift and the fault parallel to the Labe/Elbe–Odra fault system. The geophysical survey of Mrlina and Cajz (2006) found that essexite and monzodiorite intrusions of the Roztoky Intrusive Complex form a single deep body that has a few protrusions reaching to the surface. The centre of the complex is formed by a crater vent filled with carbonate--rich trachytic breccia. Kopecký (1987) presumed a hidden carbonatite body in deep parts of the pseudotrachyte-filled "caldera" structure, however, no unequivocal carbonatite rocks have been documented in this region (Ulrych and Balogh, 2000). A number of hypabyssal and subvolcanic dyke bodies of different rock types occur in the surroundings of the intrusive centre. Mostly radially oriented differentiated dyke swarm is associated with the Roztoky Intrusive Complex. Ulrych (1998), Ulrych et al. (2000b) and Skála et al. (2012) described the following rock series in the Roztoky Intrusive Complex:

– medium alkaline hypabyssal series formed by essexite – monzodiorite – sodalite syenite,

– weakly alkaline dyke series represented by camptonite/monchiquite – maenite ("gauteite" and bostonite),

– strongly alkaline dyke series composed of "tinguaite" and porphyric "tinguaite" of phonolitic composition.

The dyke swarm includes lamprophyric and light derivatives (of maenite type sensu Rock, 1991) as well as common basaltic rocks and trachytic/phonolitic dyke rocks (Hibsch, 1930; Ulrych and Balogh, 2000).

Although no carbonatites were found either in the Osečná and the Roztoky complexes, concentric and radial complex arrangement, chemical composition of the rocks (enrichment in incompatible elements), chemistry of rock--forming minerals (kimzeyitic garnet, Mn-bearing ilmenite in olivine melilitolite, carbonate in both complexes) and extended metasomatic phenomena relate both complexes

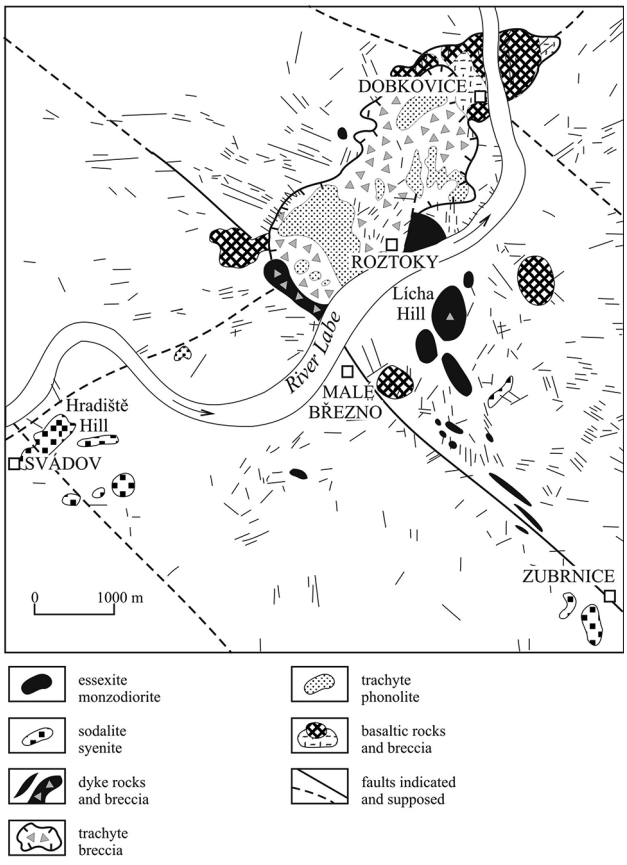


Fig. 3. A sketch map of the Roztoky Complex. Modified after Ulrych (1998).

to those with carbonatite affinity. The subject of our study represents rocks genetically related to carbonatite melts: (i) hidden carbonatite body (?) of the Roztoky Intrusive Complex, or (ii) ultramafic mantle melts of strongly alkaline rocks in the Osečná Complex. In the Osečná Complex such rocks are represented by olivine melilitolite with the olivine micro-melilitolite facies and metasomatic derivatives, e.g. pegmatoids, phlogopitites and ijolites. Kopecký (1987) presumed that a hidden carbonatite body with an albitite aureola in the Roztoky Intrusive Complex, located in the pseudotrachytic breccia of the "caldera" filling, is genetically related to differentiated alkaline dyke rock suite (camptonite/monchiquite – "tinguaite") and epithermal Pb–Zn–Cu–(Ag, Te) ore veins with carbonate gangue.

Petrological characteristic

Detailed petrographic characteristic of rocks of the ***Osečná Complex*** were presented by Ulrych et al. (1988) and Pivec et al. (1998a). The following rocks are typical for the Osečná Complex:

– olivine melilitolite, medium- to coarse-grained with gabbroophitic to poikiloophitic texture forming the central Osečná lopolith-like intrusion. The mineral paragenesis is melilite + olivine + nepheline + phlogopite ± spinel, garnet, monticellite, carbonate, perovskite and apatite. Melilite is one of the most important primary minerals. It is often altered into a mixture of fibrous Ca-rich silicates (as pectolite, wollastonite, tobermorite) denoted as "cebolite". Mg-rich olivine (Fo_{88-91}), often with a xenocrystic core, is accompanied by, and homoaxially overgrown with, monticellite. Nepheline, forming anhedral filling among melilite laths, is associated with carbonate. The bizonal developed spinels and perovskite represent also primary minerals. Phlogopite is developed in two generations. The rare older generation I belongs to primary minerals, however, the totally prevailing poikilitic generation II represents, together with titanian andradite, products of the late magmatic metasomatic phase. In the strongly hydrothermally affected parts of the body, metasomatic derivatives were formed, such as:

– pegmatoids forming a system of irregular schlieren and nests and vertically zoned dykes (10–60 cm) formed by coarse-grained melilitolite pegmatoid (nepheline + melilite + phlogopite + garnet + spinel ± apatite, perovskite, calzirtite);

– ijolites forming rare dykes (5–20 cm) concentrated in the central part of the intrusion near the feeding channel. They are medium-grained ijolite/melteigite in composition with transitions to turjaite (nepheline + clinopyroxene + calcite ± melilite, /Ti, Zr-rich/ garnet, apatite);

– phlogopitites forming irregular bodies and rims of pegmatoid and ijolite bodies gradually passing to the host rock. The medium-grained rock is of bimineral (phlogopite + garnet) composition ± olivine, melilite, apatite, rasvumite (potassium sulphide);

– polzenite dykes (totally prevailing) of the olivine micro-melilitolite character (free of clinopyroxene) being porphyritic (olivine ± clinopyroxene and poikillitic phlogopite) in fine-grained matrix of trachytic texture. Chemical composition of the dykes and their minerals is the same as in olivine melilitolite (see above);

– clinopyroxene "polzenite" (correctly alnöite) dykes revealing the same textural characteristic as olivine micro-melilitolite (see above). The mineral association is: melilite + olivine + monticellite ± phlogopite, clinopyroxene, haüyne, calcite, spinel, perovskite and apatite. Clinopyroxene polzenites contain substantial amounts of clinopyroxene (10–20 vol. % and about 10 vol. % carbonate);

– melilite-bearing olivine nephelinite to olivine melilitite, and olivine nephelinite forming dykes of the Devil´s Walls (see Fig. 3), 1–3 m thick with horizontal, thick-columnar jointing. They are microporphyritic (olivine, clinopyroxene) with a very fine-grained holocrystalline matrix and mineral paragenesis of clinopyroxene + nepheline + olivine ± melilite, spinel, apatite and perovskite.

Petrography of the hypabyssal and dyke rocks of the ***Roztoky Intrusive Complex*** was described by Ulrych et al. (1983), Jelínek et al. (1989) and Ulrych (1998). The following mineral parageneses are characteristic of the studied rocks:

– monzodiorite to (diorite/gabbro) is equigranular fine- to medium-grained more rarely coarse-grained and porphyritic with hypautomorphic texture. Mela-monzodiorite and leuco-diorite vertical layering together with monzonite to monzosyenite dykes are characteristic features of the inhomogeneous Roztoky intrusive body with signs of crystallization of cumulate type. Mineral association is plagioclase + K-feldspar + biotite/clinopyroxene ± amphibole, magnetite, ilmenite, calcite and apatite. Lath-shaped plagioclase forms a framework filled with K-feldspar, clinopyroxene, poikilitic phlogopite and problematic carbonate grains. Dark minerals show tendency to cluster. Amphiboles form anhedral grains and rare pyroxene rims;

– essexite stocks with petrographic characteristic similar to monzodiorite: plagioclase + K-feldspar + nepheline + pyroxene + amphibole/biotite ± magnetite, apatite, carbonate; presence of nepheline and rare carbonate is typical;

– sodalite/analcime (micro)syenite to sodalite/analcime (micro)monzosyenite forming stocks and a small laccolith are porphyritic (clinopyroxene, amphibole) with fine-grained prismatic granular texture. Spaces between laths of feldspar are filled with abundant mineral of sodalite group, mostly replaced by analcime (± calcite, nepheline). The most abundant mafic minerals are clinopyroxene and hornblende (xenocrysts? from decomposed hornblendite cumulates) forming independent individuals. Mineral paragenesis is K-feldspar + sodalite (replaced by analcime) + pyroxene + amphibole ± plagioclase, titanite, apatite;

– sodalite/analcime-bearing (micro)monzosyenite forming stocks of the Býčkovice body (15 km south of the centre of the Roztoky intrusive complex) is of transitional character between sodalite syenite and essexite: K-feldspar + sodalite (replaced by analcime) + pyroxene ± plagioclase, titanite, apatite;

– hornblendite (to clinopyroxene hornblendite and rare gabbro) cumulates in sodalite syenite and lamprophyres contain kaersutite + diopside + apatite ± plagioclase, olivine, magnetite, titanite;

– camptonite and monchiquite dykes: phenocrysts (hornblende, biotite ± clinopyroxene, plagioclase); matrix (clinopyroxene, hornblende, plagioclase phlogopite, sodalite, analcime ± glass);

– "gauteite" (local name for felsic derivatives belonging to maenite of Rock, 1991) dykes with transitions to bostonites and "mondhaldeites": phenocrysts (hornblende, clinopyroxene, biotite, plagioclase ± sodalite); matrix (plagioclase, K-feldspar, hornblende, clinopyroxene ± glass);

– "tinguaite" and porphyric "tinguaite" dykes: phenocrysts (K-feldspar, nepheline ± sodalite, plagioclase, Na-rich diopside, amphibole); matrix (K-feldspar, sodalite, Na-rich diopside);

– epithermal Pb–Zn–Cu–(Ag, Te) veins penetrating the monzodiorite body with sphalerite > galena >> chalcopyrite > tetrahedrite mineralization. The gangue is formed by rhodochrosite > dolomite > calcite > chalcedony, quartz and barite. Hessite represents a source of Ag-mineralization in galena and tetrahedrite.

Geochemical characteristic

A number of studies have been dealing with the geochemistry of both studied complexes. Major and trace elements, together with isotopic geochemistry of melilitic rocks of the Osečná Complex, were studied by Ulrych et al. (1988), Ulrych et al. (1997), Pivec et al. (1998a). Geochemistry of the Roztoky Intrusive Complex was presented by Ulrych (1998) and Ulrych and Balogh (2000).

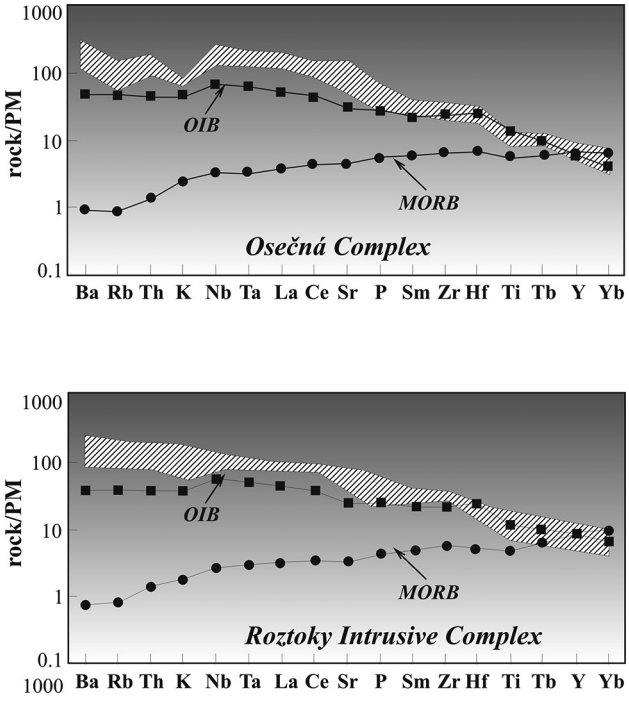


Fig. 4. Mantle-normalized incompatible trace element diagrams of melilitic rocks of the Osečná Complex and mildly alkaline rocks of the Roztoky Intrusive Complex. Normalizing values after Sun and McDonough (1989); OIB and MORB (Sun and McDonough, 1989) are plotted for comparison.

Geochemical data sets were presented in Ulrych et al. (2008) and Skála et al. (2013). Representative analyses of the studied rocks are summarized in Tab. 1.

Melilitic rocks of the ***Osečná Complex*** have high MgO (12.7–19.5 wt. %) and low SiO_2 (29.5–38.5 wt. %). The rocks belong to the sodic series with K_2O/Na_2O ratios in the range of 0.5–1.1. No substantial correlations between major and trace element contents in the rocks were recognized.

Compatible trace element concentrations are mostly also high (160–660 ppm Ni, 420–1 210 ppm Cr, 25–38 ppm Sc). The rocks are enriched in incompatible elements when compared to the PM (primitive mantle), the OIB (ocean island basalts) and the MORB (mid-ocean ridge basalts), see Fig. 4. The PM-normalized multielement variation diagrams show a relative depletion in Rb, K and Ti (Fig. 4). The rocks are characterized by lower Pb/Ce (0.01–0.04), Rb/La (0.3–1.0), Rb/Sr (0.01–0.05), Ti/Eu (3 300–4 300) and higher Zr/Hf (40–60) ratios than the OIB, MORB and PM (Sun and McDonough, 1989). Chondrite-normalized REE patterns are steep with high relative enrichment in LREE (La/Yb = 30–70) and only a minor europium anomaly (Eu/*Eu 0.84–0.97 – Ulrych et al., 2008, and 2014).

Initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ and $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios of the melilitic rocks of the ***Osečná Complex*** are 0.7033–0.7049 and 0.51275–0.51287, respectively (Pivec et al., 1998a; Ulrych et al., 2008). They plot partly below the mantle array and correspond to the mantle source with the asthenospheric HIMU-OIB component (Fig. 5). As the Sm-Nd isotopic system is robust during the low-temperature and autohydrothermal alteration (cf. Hegner and Vennemann, 1997), the $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios values are interpreted to indicate melting of depleted and moderately heterogeneous mantle sources. In contrast to the relatively uniform Nd isotopic compositions, the initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios show a wide range of values.

A preferred explanation for a wide range of the Sr-isotopic ratios in the melilitic rocks of the Osečná Complex is melting of a veined mantle. Such a veined source produced

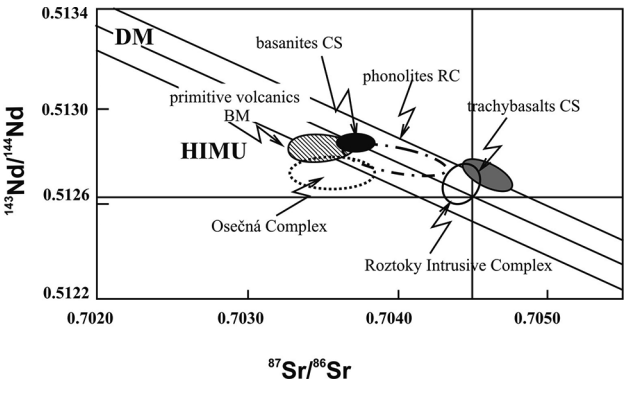


Fig. 5. Initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ and $^{143}Nd/^{144}Nd$ isotopic ratios for rocks of the Osečná and Roztoky complexes Isotopic data for Cenozoic volcanic rocks of the Bohemian Massif are plotted for comparison. Data sources: České středohoří Mts. (CS) (Cajz et al., 1999), Cenozoic primitive mafic rocks of the Bohemian Massif (basanites, trachybasalts – BM) (Wilson et al., 1994; Ulrych et al., 2011), Osečná Complex (Pivec et al., 1998; Ulrych et al., 2008), Roztoky Intrusive Complex (Ulrych et al., 2000b, 2006; Skála et al., 2013).

Tab. 1
Representatite chemical analyses of the melilitic rocks of the Osečná Complex and mildly alkaline rocks of the Roztoky Intrusive Center

Locality	Osečná	Osečná	Osečná	Osečná	Holičky	Vesec	Pelousek	Suchý	Roztoky	Lícha Hill	Hradiště	Křížový v.	Těchlovice	Těchlovice	Těchlovice	Skrytín at
	borehole	borehole	borehole	borehole	borehole	at	Hill at	Janův Důl	railway	at Velké	Hill at	Hill at	active	active	active	Roztoky
	159 152/	159 146/	063 160/	159 146/	047 112/	Světlá p. J.		trench	cut	Březno	Svádov	Býčkovice	quarry	quarry	quarry	road cut
	254 m	251 m	212 m	251 m	226 m			BK-239								
Latitude	50°41´2´´	50°41´25´´	50°40´24´´	50°41´25´´	50°40´45´´	50°42´10´´	50°40´41´´	50°41´56´´	50°41´15´´	50°40´39´´	50°39´59´´	50°33´43´´	50°42´38´´	50°42´38´´	50°42´26´´	50°41´41´´
Longitude	14°56´10´´	14°56´05´´	14°54´46´´	14°56´05´´	14°53´49´´	14°58´59´´	14°58´09´´	14°57´33´´	14°11´12´´	14°11´24´´	14°16´58´´	14°13´07´´	14°11´34´´	14°11´34´´	14°12´04´´	14°10´53´´
Rock type	OM	PEG	IJ	PHL	OMM	POL	POL	CPOL	MD	E	SS	SMS	M	C	G	TI
SiO_2 (wt. %)	34.51	30.72	39.86	30.74	31.50	29.50	35.02	34.38	46.62	45.72	48.88	49.96	45.88	47.84	53.68	53.26
TiO_2	2.48	1.62	2.03	2.75	2.57	1.93	2.10	2.15	2.64	3.08	1.68	1.78	3.22	2.13	1.78	0.79
Al_2O_3	8.14	12.42	11.70	7.46	8.65	7.25	8.68	8.09	17.94	15.47	18.53	18.18	14.99	16.15	17.53	20.66
Fe_2O_3	4.16	7.79	4.63	7.13	7.57	6.06	6.03	9.12	5.32	4.25	4.57	6.40	7.25	6.67	4.92	2.53
FeO	6.22	2.51	2.47	2.63	2.81	4.49	5.41	5.29	4.36	5.45	2.00	0.64	3.44	1.50	1.75	1.67
MnO	0.20	0.13	0.09	0.17	0.17	0.16	0.22	0.19	0.21	0.15	0.21	0.14	0.16	0.16	0.14	0.20
MgO	13.57	8.94	5.56	13.33	13.38	15.34	15.27	15.96	3.76	5.68	1.95	2.42	4.91	2.48	2.32	0.70
CaO	18.01	23.79	14.63	20.18	17.89	21.06	18.38	14.47	8.28	10.36	6.61	6.39	8.79	7.35	3.83	3.68
Na_2O	3.22	2.03	7.49	0.14	0.22	0.91	1.76	2.39	4.34	3.65	6.13	4.85	2.92	3.70	5.25	8.98
K_2O	2.31	1.65	1.28	3.51	1.98	1.15	1.39	1.83	2.37	3.92	4.00	4.47	4.09	4.07	4.89	4.73
P_2O_5	0.92	3.24	0.79	1.49	0.95	1.62	1.10	0.86	0.87	0.47	0.48	0.53	0.47	0.52	0.35	0.13
H_2O^+	3.06	3.87	4.31	2.35	4.66	5.71	3.34	1.64	1.09	1.25	3.11	1.74	2.99	2.28	2.96	1.47
H_2O^-	0.58	0.44	0.60	1.13	1.92	0.63	0.20	0.92	0.26	0.08	0.26	0.54	0.22	1.02	0.22	0.16
CO_2	1.46	0.69	4.02	6.69	5.39	3.82	0.44	2.87	1.75	0.11	1.35	1.69	0.23	3.56	0.11	0.25
F2	0.16	0.28	0.12	0.86	n. d.	0.15	n. d.	0.09	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
S	0.10	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0.19	n. d.	0.32	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
Total	99.00	100.00	99.53	100.20	99.74	99.86	99.64	100.45	99.81	99.64	99.76	99.73	99.56	99.43	99.73	99.21
Ni (ppm)	187	99	56.0	74.0	216	323	321	195	10.6	37.9	22.2	5.30	22.3	14.8	10.0	9.00
Cr	550	32.0	55.0	48.0	700	675	559	600	6.60	74.2	2.30	3.60	27.2	15.8	11.7	3.10
Co	48.0	26.0	6.00	30.0	47.0	54.0	56.0	64.0	16.2	31.3	10.2	10.0	30.6	16.5	13.8	4.60
Sc	28.4	35.0	67.8	41.0	21.8	28.3	29.9	35.0	8.38	26.4	3.82	4.52	24.0	9.50	9.30	1.86
Rb	84.2	79.6	120	59.7	65.0	31.1	45.0	48.8	55.0	96.5	101	90.4	81.0	117	122	182
Sr	2 429	4 332	3 300	8 430	1 277	1 978	2 225	1 750	1 490	820	1 690	1 310	641	1 000	505	1 270
Y	30.6	54.4	46.7	59.5	29.0	26.6	41.0	21.9	25.7	19.9	30.6	24.6	20.8	25.4	22.5	20.0
Zr	560	433	1 268	357	345	275	379	289	243	236	491	355	359	576	408	878
Nb	224	341	363	386	125	204	179	193	99.0	80.0	189	87.0	94.0	123	107	141
Cs	2.66	1.82	28.9	3.04	3.03	0.91	0.74	1.23	0.96	1.64	1.82	1.30	0.90	1.50	1.50	2.98
Ba	1 069	2 669	451	3 072	754	533	2 115	1 521	976	813	1 290	1 270	781	937	1 420	1 176
La	95.6	137	79.2	198	83.6	158	158	134	70.8	44.8	121	81.0	48.7	76.9	72.0	117

Tab. 1 – continued

Locality	Osečná	Osečná	Osečná	Osečná	Holičky	Vesec	Pelousek	Suchý	Roztoky	Lícha Hill	Hradiště	Křížový v.	Těchlovice	Těchlovice	Těchlovice	Skrytín at
	borehole	borehole	borehole	borehole	borehole	at	Hill at	Janův Důl	railway	at Velké	Hill at	Hill at	active	active	active	Roztoky
	159 152/	159 146/	063 160/	159 146/	047 112/	Světlá p. J.		trench	cut	Březno	Svádov	Býčkovice	quarry	quarry	quarry	road cut
	254 m	251 m	212 m	251 m	226 m			BK-239								
Latitude	50°41´2´´	50°41´25´´	50°40´24´´	50°41´25´´	50°40´45´´	50°42´10´´	50°40´41´´	50°41´56´´	50°41´15´´	50°40´39´´	50°39´59´´	50°33´43´´	50°42´38´´	50°42´38´´	50°42´26´´	50°41´41´´
Longitude	14°56´10´´	14°56´05´´	14°54´46´´	14°56´05´´	14°53´49´´	14°58´59´´	14°58´09´´	14°57´33´´	14°11´12´´	14°11´24´´	14°16´58´´	14°13´07´´	14°11´34´´	14°11´34´´	14°12´04´´	14°10´53´´
Rock type	OM	PEG	IJ	PHL	OMM	POL	POL	CPOL	MD	E	SS	SMS	M	C	G	TI
Pr	22.5	24.3	13.0	36.0	19.9	31.4	27.5	25.2	16.1	10.7	21.3	15.2	11.8	16.4	13.8	10.8
Nd	86.8	92.3	48.1	135	77.2	115	98.3	87.9	61.8	41.7	72.1	54.5	45.8	59.3	48.9	31.7
Sm	14.4	18.1	10.1	24.5	13.4	16.8	16.5	11.9	10.5	7.59	11.1	8.81	8.58	9.84	8.06	5.01
Eu	4.05	5.73	3.34	7.43	3.85	4.76	4.94	3.31	3.18	2.32	3.19	2.59	2.48	2.89	2.25	1.52
Gd	11.3	17.7	10.9	21.6	13.9	13.5	18.3	9.27	9.78	7.18	11.0	8.72	8.21	9.88	8.01	2.40
Tb	1.44	2.46	1.75	2.82	1.62	1.60	2.10	1.15	1.16	0.90	1.27	1.04	1.03	1.23	0.99	0.53
Dy	7.23	13.30	10.40	14.6	6.28	7.68	8.38	5.76	5.50	4.32	6.01	5.04	4.84	5.62	4.66	4.01
Ho	1.27	2.27	1.94	2.42	0.97	1.16	1.41	0.93	0.96	0.75	1.11	0.91	0.85	1.00	0.86	0.80
Er	3.23	5.57	5.24	5.55	2.87	2.56	3.93	2.21	2.69	2.11	3.32	2.68	2.35	2.88	2.56	2.39
Tm	0.41	0.66	0.70	0.63	0.29	0.29	0.42	0.27	0.32	0.26	0.43	0.34	0.28	0.36	0.32	0.36
Yb	2.57	3.49	4.32	3.20	1.82	1.52	2.54	1.61	2.00	1.58	2.73	2.16	1.81	2.37	2.26	2.34
Lu	0.33	0.44	0.65	0.38	0.25	0.18	0.33	0.20	0.30	0.23	0.41	0.32	0.27	0.34	0.33	0.29
Hf	10.2	9.35	30.0	7.58	7.77	5.41	8.67	6.27	6.61	6.47	10.1	8.14	9.19	12.4	9.34	11.7
Ta	8.85	13.4	7.89	7.58	7.73	9.06	8.11	7.39	4.09	3.46	7.45	3.64	4.84	6.13	5.10	3.28
Th	11.3	7.22	5.21	10.1	10.2	19.3	19.5	19.8	7.01	7.72	17.0	12.3	8.90	11.8	14.5	22.9
U	5.01	7.85	10.0	7.40	2.49	4.93	5.63	5.92	1.83	2.18	4.88	3.12	2.00	3.40	3.00	7.20
# Mg	74.1	66.3	63.7	75.6	74.5	76.4	74.7	71.3	46.3	56.2	40.1	44.2	50.8	41.0	44.1	27.1
K/Rb	228	172	89	488	253	307	256	311	358	337	329	410	419	289	333	216
Rb/Sr	0.035	0.018	0.036	0.007	0.051	0.016	0.020	0.028	0.037	0.118	0.060	0.069	0.126	0.117	0.242	0.143
ΣREE	439	544	311	781	403	626	623	504	328	218	471	331	238	336	296	329
LaN/YbN	26.7	28.2	13.2	44.4	32.9	74.6	44.6	59.7	25.4	20.3	31.8	26.9	19.3	23.3	22.9	35.9
Eu/Eu*	0.94	0.97	0.97	0.97	0.86	0.94	0.87	0.93	0.94	0.95	0.87	0.89	0.89	0.89	0.85	1.18
Zr/Hf	54.9	46.3	42.3	47.1	44.4	50.8	43.7	46.1	36.8	36.5	48.6	43.6	39.1	46.5	43.7	75.0
Th/U	2.26	0.92	0.52	1.36	4.10	3.91	3.46	3.34	3.83	3.54	3.48	3.94	4.45	3.47	4.83	3.18
Nb/Ta	25.3	25.4	46.0	50.9	16.2	22.5	22.1	26.1	24.2	23.1	25.4	23.9	19.4	20.1	21.0	43.0
Nb/U	44.7	43.4	36.3	52.2	50.2	41.4	31.8	32.6	54.1	36.7	38.7	27.9	47.0	36.2	35.7	19.6
La/Nb	0.43	0.40	0.22	0.51	0.67	0.77	0.88	0.69	0.43	0.40	0.22	0.51	0.67	0.77	0.88	0.69
Ba/Nb	4.77	7.83	1.24	7.96	6.03	2.61	11.8	7.88	9.86	10.2	6.83	14.6	8.31	7.62	13.3	8.34

Osečná Complex (Ulrych et al., 2008): OM – olivine melilitolite; PEG – pegmatoide in OM; IJ – ijolite in OM; PHL – phlogopitite-glimmerite in OM; OMM – olivine micromelilitolite in OM; POL – polzenite (vesecite type of Scheumann, 1913); POL – polzenite (modlibovite type of Scheumann, 1913); CPOL – clinopyroxene "polzenite" (luhite type of Scheumann, 1913). *Roztoky Intrusive Complex (Ulrych et al., 2006; Skála et al., in press):* E – essexite; MD – monzodiorite; SS – sodalite syenite; SMS – sodalite monzosyenite; M – monchiquite; C – camptonite; G – "gauteite" – maenite; TI – "tinguaite"; # Mg = 100 Mg/Mg + Fe^{2+}, for $Fe^{3+}/Fe = 0.15$; n. d. = not determined.

by carbonate-rich fluids, with very high Sr concentrations, is supported by the high CO_2 and Sr concentrations in the rocks. These metasomatic fluids had high concentrations of isotopically enriched Sr but low concentrations of Nd and thus little influence on the Nd inventory of the source (depleted mantle).

Phlogopite-bearing mantle xenoliths present in the melilitic rocks of the complex indicate that the mantle was also overprinted by hydrous fluids. Phlogopite-bearing veins would also produce highly radiogenic Sr. Changes in the $^{143}Nd/^{144}Nd$ isotopic compositions produced by such a process would be much smaller and possibly not discernible within the analytical error of the ratio. Consequently, hydrous as well as carbonate metasomatism may explain the enriched Sr-isotopic compositions of some of the samples. However, taking into consideration the evidence for melting of carbonate-bearing and Sr-rich mantle sources, we prefer to attribute the enriched Sr isotopic compositions to carbonatite-related magmatism associated with initiation of the Ohře Rift.

According to Ulrych et al. (1997) distinctive generations of carbonates in the olivine melilitolites and associated metasomatic derivatives show partly different $\delta^{13}C$ PDB values. Carbonate inclusions in silicates and in the matrix of olivine melilitolites and their metasomatic derivatives have $\delta^{13}C$ values –5 to –9 ‰ PDB (Ulrych et al., 1997, and Pivec et al., 1998a) comparable to primary igneous carbonatites (PIC of Taylor et al., 1967). Values of carbonate veinlets in altered rocks incline to higher $\delta^{13}C$ values (–4 to +1 ‰ PDB; Pivec et al., 1998). Despite of relatively low $\delta^{13}C$ PDB of some carbonates, all of them have high $\delta^{18}O$ 14 to 21 ‰ SMOW, too high for primary igneous carbonatites (Ulrych et al., 1997, and Pivec et al., 1998a).

All the studied rocks of the ***Roztoky Intrusive Complex*** show higher silica contents (45–67 wt. % SiO_2) as compared with olivine melilitolites of the Osečná Complex. The rocks of the Roztoky Intrusive Complex are depleted in compatible elements (<6 wt. % MgO, <10 ppm Ni, <30 ppm Cr) and enriched in incompatible elements relative to the PM, MORB and OIB (Fig. 4). There are significant correlations between silica and other major and trace element concentrations. MgO, TiO_2, CaO, P_2O_5, Ni, Cr and Sc decrease and Al_2O_3, Na_2O, K_2O, Rb, REE and Zr increase with rising SiO_2 contents.

Initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ and $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios of hypabyssal rocks of the Roztoky Intrusive Complex show a large variation ranging from 0.7037 to 0.7047 and 0.51264 to 0.51278, respectively (Ulrych et al., 2000; Skála et al., 2013) – i.e., close to Bulk Earth composition (Fig. 5). The $^{87}Sr/^{86}Sr$ (~0.7050) and $^{143}Nd/^{144}Nd$ (~0.51269) ratios of the Býčkovice sodalite monzosyenite body are similar. Lamprophyric dykes have Sr-Nd isotopic compositions overlapping those of hypabyssal rocks except of "tinguaites" ($^{87}Sr/^{86}Sr$: 0.7034 to 0.7042 and $^{143}Nd/^{144}Nd$: 0.51270 to 0.51282; Ulrych et al., 2006).

The $\delta^{13}C_{fluid}$ (–5 to –3 ‰) of carbonates (rhodochrosite, dolomite, calcite) from Tertiary epithermal base metal veins penetrating the hypabyssal monzodiorite body (Ulrych et al., 1997; Pivec et al., 1998b) indicate the influence of deep-seated CO_2 but the O isotopic composition of hydrothermal fluids (calculated $\delta^{18}O_{fluid}$ values from –3 to –7 ‰ SMOW) shows the dominance of water with relatively shallow circulation. Kopecký et al. (1987) interpreted these veins as products of residual solutions derived from a supposed hidden carbonatite intrusion (late-magmatic carbonatites C4 of Le Bas, 1977).

Origin and evolution of the magma

Our conclusion on the magma source and magma evolution of the studied rocks of both – the Osečná and Roztoky complexes is based on the study of trace and major elements and Nd and Sr isotopic bulk-rock geochemistry.

The following criteria (Pivec et al., 1998a) relate melilitic rocks of the Osečná Complex to products of primitive undersaturated mantle magma (sensu Frey et al., 1978):

– Mg # in the range of 69 to 81 (75 on average),

– high concentrations of compatible elements (Cr, Sc, Ni) and low SiO_2 activity in bulk-rock geochemistry,

– presence of mantle (lherzolite) and metasomatized mantle (mica clinopyroxenite) xenoliths in the rocks (Ulrych et al., 2000c).

Evolution of the rock suite of the Osečná Complex is not very clear. Compositional trends (particularly that of olivine melilitolite) are obscured by the later metasomatism; however, the pattern of the PM-normalized multielement variation diagrams (Fig. 4) suggests uniform-source material of melilitic rocks of the Osečná Complex. The rocks probably represent products of crystallization of primitive, near-primary silica-deficient magma (Keshav and Gudfinnsson, 2004).

Incompatible trace element ratios and Sr and Nd isotopic compositions usually reflect chemistry and residual mineralogy of the magma source. Negative K and Rb anomalies in the PM-normalized multielement variation diagrams and low Pb/Ce can be attributed to the presence of amphibole and/or phlogopite in the residuum (Rosenbaum, 1993; Hegner et al., 1995). Phlogopite-bearing ultramafic rocks as mica clinopyroxenite to glimmerite were described among xenoliths in olivine melilitolite rocks (Ulrych et al., 2000c). Steep REE pattern indicates the presence of garnet in the residuum (Ulrych et al., 2008; Skála et al., 2013).

The enrichment in incompatible elements, relative depletion in K and Rb, low Pb/Ce, Rb/La, Rb/Sr ratios and $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios (for values see above) are consistent with the presence of the HIMU-OIB asthenospheric source characteristics (Zindler and Hart, 1986; Weaver, 1991a, b; Chauvel et al., 1992). However, the same characteristics are typical for magmas derived from metasomatized lithospheric mantle and these two sources can be hardly distinguished from each other.

The presence of carbon of deep origin, as inferred from C isotopic data, is typical for lithosphere metasomatized either by carbonatite melts or by CO_2-saturated silica melts in both the ocean and continental environments (Menzies et al., 1985; Green and Wallace, 1988; Yaxley et al., 1991, 1998).

Carbonatite metasomatism produces anomalously high Zr/Hf, low Ti/Eu ratios and relative Nb and Sr depletion

(Dupuy et al., 1992; Rudnick et al., 1993; Nelson et al., 1988; Yaxley et al., 1991, 1998). Zr/Hf and Ti/Eu ratios of the olivine melilitolite of the Osečná Complex slightly differ from those of the MORB and OIB; however, they do not reach values postulated for xenoliths that underwent strong carbonatite metasomatism (Zr/Hf = 100, Ti/Eu = 215–3 500; Dupuy et al., 1992; Rudnick et al., 1993; Nelson et al., 1988; Yaxley et al., 1991, 1998). This fact, along with the absence of negative Sr and Nb anomaly in PM-normalized multielement variations diagrams, contradicts the pure carbonatite-metasomatized lithosphere as a possible source of the magma.

Ultramafic magma of the OC probably originated by mixing of partial melts from the convecting asthenosphere and from the mantle lithosphere. The asthenospheric component shows signs of the HIMU-OIB source and mantle-lithosphere metasomatized either by fluids from the mantle-derived magma or by fluids released from the subducting slab in the past (sensu Wilson and Downes, 1991; Lustrino and Wilson, 2007).

The rocks of the ***Roztoky Intrusive Complex*** represent products of evolved magmas (according to high SiO_2 and FeO/MgO ratio and low MgO contents). Geochemical variations and correlation between major elements can be explained by low-pressure fractional crystallization. Negative correlation between MgO–SiO_2, TiO_2–SiO_2, P_2O_5–SiO_2 and CaO–SiO_2 and positive correlation between K_2O–SiO_2, Na_2O–SiO_2 and Al_2O_3–SiO_2 point to fractionation of ferromagnesian minerals (olivine, clinopyroxene), apatite and Fe-Ti oxides, whereas fractionation of plagioclase played only a minor role. This idea is supported by the trace element evolution (negative correlation between Ni–SiO_2, Cr–SiO_2 and positive correlation between Ba–SiO_2 and Rb–SiO_2 pairs).

The PM-normalized multielement variations diagrams and Sr and Nd isotopic ratios differ from those of the melilitic rocks of the Osečná Complex. The studied rocks of the Roztoky Intrusive Complex are geochemicaly (according to trace element and Sr and Nd isotopic data) very similar to the trachybasaltic lavas (Děčín Formation of Cajz et al., 1999) of the České středohoří Mts. (Fig. 5).

Parental magma of trachybasaltic lavas was derived from partly enriched mantle source and magma evolved by the assimilation – fractional crystallization (Ulrych et al., 2002). The same origin can be supposed for the studied rocks of the Roztoky Intrusive Complex. However, fractional crystallization processes alone cannot explain all compositional variations within the Roztoky Intrusive Complex rock suite, particularly the variations of trace elements and Sr-Nd isotopes. The high contents of incompatible trace elements as LREE, Th and Ba in the sodalite syenites suggest that it is unlikely that these rocks are simply products of continuous fractional crystallization of alkaline basaltic magma and may point to assimilation of some crustal material. The fractional crystallization and/or assimilation – fractional crystallization was likely accompanied by, e.g., a late-magmatic transfer of volatile fluids containing Zr, U, Th and REE as implied by the occurrence of rare Zr-minerals, which concentrate these elements in the sodalite syenite and "tinguaites" (Ulrych et al., 1992).

The carbonates of veins penetrating the monzodiorite body at Roztoky represent products of hydrothermal fluids with dominance of water of shallow circulation and influence of deep-seated CO_2 (Pivec et al., 1998b).

However, variations in the Sr-Nd isotopic compositions of individual rock types, in spite of their similar petrography and whole-rock chemistry, suggest variable crustal contributions and/or a heterogeneous mantle source. Numerous gneissic and granite xenoliths, as well as metasomatized mantle xenoliths in volcanic rocks of the České středohoří Mts. play a substantial role in geochemical variations of hypabyssal and dyke rocks of the Roztoky Intrusive Complex (Skála et al., 2013).

Metasomatism of mantle lithosphere beneath the Bohemian Massif

Parental magma of the melilitic rocks of the Osečná Complex was probably derived from a mantle enriched in incompatible elements and/or produced by very low-degree partial melting of the mantle source. To find the time of formation of such anomalous mantle segment we studied geochemical features of magmatic rocks of older magmatic episodes in the Bohemian Massif (the Early and Late Paleozoic). For such purpose, we used data for the Upper Paleozoic volcanics (Ulrych et al., 2006; Svobodová, 1999; Patočka et al., 1993) for the Lower Paleozoic magmatic rocks.

Whereas the Upper Paleozoic volcanics geochemicaly differ from the melilitic rocks of the Osečná Complex, some geochemical features of the Lower Paleozoic (Cambrian) gabbroic and dioritic rocks of the Orlovice Complex, southwestern Bohemia (Svobodová, 1999) are similar to those of melilitic rocks of the Osečná Complex. Principal common features of these two complexes are negative Rb and K anomalies in the PM-normalized multielement variation diagrams. Nevertheless, we presume that the parental magma of the Orlovice Complex could have been probably derived from the ocean lithosphere source (Depleted MORB Mantle – DMM-like) or from an amphibole- and/or phlogopite-bearing mantle source.

Nd and Sr isotopic ratios of the Cambrian rocks of the Orlovice Complex correspond to depleted mantle (Svobodová, 1999). Metasomatism induced by fluids derived from the subducted slab or by plume-derived magmas should shift the Sr isotopic composition in the direction to the Bulk Earth and cause the decoupling of Sr-Nd isotopes. We dispute this type of metasomatism as being the universal way of enrichment of lithospheric mantle beneath the Bohemian Massif. As inferred from Nd and Sr isotopic ratios of the Cambrian rocks of the Orlovice Complex, both the unaffected lithosphere and the metasomatizing agent must have had Nd and Sr isotopic compositions similar to that of depleted mantle.

Our idea on the formation of the anomalous mantle segment in the Early Cambrian is supported by the T_{DM} Nd-model ages of some Bohemian melilitic rocks (Chrastenský vrch Hill, 518 Ma – Pivec et al., 1998a).

Cambrian magmatism in the Bohemian Massif was probably related to active rifting in the ocean environment (Patočka et al., 1993, 1994). Metasomatism could have resulted from either (1) partial melting of the lithosphere and formation of metasomatized domains or (2) interaction of rising asthenospheric magma.

Metasomatism of the mantle lithosphere can increase the Rb/Sr ratio (McKenzie, 1989). Through time, $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotopic ratio increases and the initial isotopic ratio moves inside the mantle array to the bulk Earth composition. However, a simple metasomatic process cannot shift isotopic ratios below the mantle array, as observed in melilitic rocks of the Osečná Complex. This can be explained by a decrease in the Rb/Sr ratio in the source. The Rb/Sr ratio decreases during partial melting of an amphibole- and/or phlogopite-bearing source. We therefore suppose that the mantle source was affected by partial melting some time prior to the Osečná Complex emplacement (cf. Lustrino and Wilson, 2007). It cannot be excluded that melting and metasomatism was a continuous process and that anomalous mantle domains were not formed during a single event.

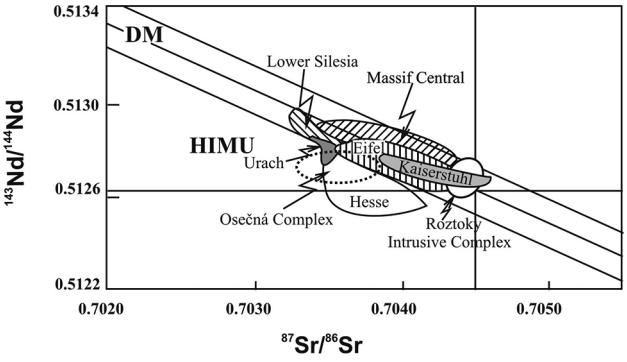


Fig. 6. Initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ and $^{143}Nd/^{144}Nd$ isotopic ratios for rocks of the Osečná and Roztoky complexes. Isotopic data for Cenozoic volcanic rocks of the Central European Volcanic Province are plotted for comparison. Data sources: Urach (Hegner et al., 1995), Massif Central (Downes, 1984; Chauvel and Jahn, 1984), Eifel and Hesse (Kramers et al., 1981; Worner et al., 1986; Wedepohl et al., 1994), Kaiserstuhl (Nelson et al., 1988), Lower Silesia (Alibert et al., 1987; Blustztajn and Hart, 1989), Osečná Complex (Pivec et al., 1998; Ulrych et al., 2008), Roztoky Intrusive Complex (Ulrych et al., 2000b; Skála et al., 2013).

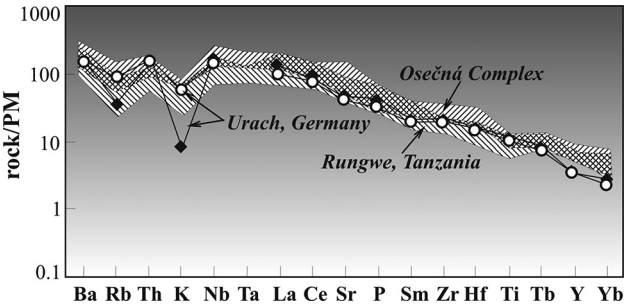


Fig. 7. Mantle-normalized incompatible trace element diagrams of melilitic rocks of the Osečná Complex. Data for Recent melilitic volcanic rocks from Rungwe, Tanzania (Furman, 1995) and Tertiary melilitic volcanic rocks from Urach volcanic field, SW Germany (Hegner et al., 1995) are plotted for comparison. Normalizing values after Sun and McDonough (1989).

Homogeneity or heterogeneity of mantle lithosphere?

Nd and Sr isotopic ratios of magmas extruded in the CEVP show a wide variation (Fig. 6): Urach (Hegner et al., 1995), French Massif Central (Downes, 1984; Chauvel and Jahn, 1984), Eifel and Hesse (Kramers et al., 1984; Wörner et al., 1986; Wedepohl et al., 1994), Kaiserstuhl (Nelson et al., 1988), Lower Silesia (Alibert et al., 1987; Blusztajn and Hart, 1989), Osečná Complex (Wilson et al., 1994; Pivec et al., 1998a; Ulrych et al., 2008), Roztoky Intrusive Complex (Wilson et al., 1994; Ulrych et al., 2000b; Skála et al., 2013). Such isotopic inhomogeneity can be explained by mixing of at least three different magma sources (cf. Haase and Renno, 2008). However, if we compare geochemical signatures of melilitic rocks of the Osečná Complex and those of the Urach volcanic field, SW Germany (Hegner et al., 1995), we find a very similar pattern in the PM-normalized multielement variation diagrams (Fig. 7) of the two mentioned groups of melilitic rocks. Steep REE pattern in the melilitic rocks of the Urach volcanic field (Hegner et al., 1995) can be explained by a higher amount of residual garnet, lower partial melting, or an enriched lithospheric mantle source. Similar geochemistry of the mantle source can be supposed. The above proposed model of continuous partial melting can explain the isotopic heterogeneity of extruded magmas, although plume component in some of them was present, too (Hegner et al., 1995).

We also compared melilitic rocks of the Osečná Complex to other classical occurrences of melilitic rocks in the world (Rungwe, Tanzania; Furman, 1995). The studied olivine melilitolites of the Osečná Complex have trace element compositions comparable to those of recent melilitic rocks of Rungwe, Tanzania (Furman, 1995). We therefore conclude that metasomatized mantle lithosphere is a common feature of sublithospheric mantle. It is probably geochemically more homogeneous than sometimes supposed, occurring more commonly in the continental environment than in oceanic environment.

Rare melilitic rocks occur along the margin of the Cenozoic Ohře Rift zone (Eger Graben), which runs parallel to the major inhomogeneity within the Variscan Bohemian Massif which was reactivated during the Alpine orogenic movements. The melilitic rocks are a result of the initial stages of continental rifting during Late Cretaceous to Early Paleocene.

Conclusion

1. Parental alkaline magmas of the Osečná Complex and the Roztoky Intrusive Complex were derived from the convecting asthenosphere and from the mantle--lithosphere by mixing of partial melts. The asthenospheric component shows similarities to the source of the HIMU--OIB type. Melilitic magma of the Osečná Complex should be derived from metasomatized-sublithospheric mantle with garnet, phlogopite and/or amphibole in the residuum. Mildly alkaline hypabyssal rocks of the Roztoky Intrusive

Complex were generated from an enriched mantle source affected probably by assimilation of some crustal material.

2. Parental magma of the melilitic rocks of the Osečná Complex was of near-primary mantle-derived composition. The major and trace elements and in particular the Nd-Sr isotopic compositions of the melilitic rocks suggest melting of a heterogeneous veined mantle source. This may have resulted from carbonate metasomatism related to carbonatitic magmatism during incipient rifting of the lithosphere.

3. Parental magma of the mildly alkaline rocks of the Roztoky Intrusive Complex was moderately evolved by fractional crystallization of olivine, clinopyroxene, apatite and Fe-Ti oxides, and assimilation-fractional crystallization (AFC) processes could have played an important role in the evolution of these rocks. The essexite, monzodiorite and monzosyenite dykes and most of the lamprophyric dykes can be best explained by ~8–50 % crystallization of essexite parent magma with a limited contribution of crustal material. The carbonate veins in the Roztoky monzodiorite body are of common hydrothermal character generated from water of shallow circulation mineralized by deep-seated CO_2.

4. Metasomatized sublithospheric mantle was probably formed during the Lower Cambrian magmatic episode in the Bohemian Massif. Melts that formed by partial melting of either asthenospheric or lithospheric depleted mantle probably acted as metasomatizing agents.

5. Metasomatized lithospheric mantle is a common feature of subcontinental lithosphere including lithosphere beneath the CEVP. It is probably formed by a more complex continuous process involving partial melting and subsequent metasomatism of mantle lithosphere.

Acknowledgments. This research was financially supported by institutional project RVO 67985831 of the Institute of Geology AS CR, v. v. i. and by the Grant Agency of the Academy of Sciences of the Czech Republic, project IAA300130902. The authors gratefully acknowledge critical and constructive comments by Jiří Adamovič to the manuscript of this paper.

References

Alibert, C., Leterrier, J., Panasiuk, M. & Zimmermann, J. L., 1987: Trace and isotope geochemistry of the alkaline Tertiary volcanism in southwest Poland. *Lithos, 20, 311 – 321.*

Alibert, C., Michard, A. & Albarède, F., 1983: The transition of alkali basalts to kimberlites: Isotope and trace element evidence from melilitolites. *Contr. Mineral. Petrology, 82, 176 – 186.*

Bailey, D. K., 1982: Mantle metasomatism – continuing chemical changes within the Earth. *Nature, 296, 525 – 530.*

Basu, A., Jungwen, W., Wankang, H., Guanghong, X. & Tatsumoto, M. A., 1991: Major element, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: Implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs. *Earth planet. Sci. Lett., 105, 149 – 169.*

Blusztajn, J. & Hart, S. R., 1989: Sr, Nd and Pb isotopic character of Tertiary basalts from southwest Poland. *Geochim. cosmochim. Acta, 53, 2 689 – 2 696.*

Brey, G., 1978: Origin of olivine melilitites – chemical and experimental constraints. *J. Volcanol. Geotherm. Res., 3, 61 – 88.*

Brey, G. & Green, D. H., 1977: Systematic study of liquidus phase relations in olivine melilitite + H_2O + CO_2 at high pressures and petrogenesis of an olivine melilitite magma. *Contr. Mineral. Petrology, 61,141 – 162.*

Cajz, V., Vokurka, K., Balogh, K., Lang, M. & Ulrych, J., 1999: The České středohoří Mts.: Volcanostratigraphy and geochemistry. *Geolines, 9, 21 – 28.*

Chauvel, C. & Jahn, B. M., 1984: Nd-Sr isotope and REE geochemistry of alkali basalts from the Massif Central, France. *Geochim. cosmochim. Acta, 48, 93 – 110.*

Chauvel, C., Hofmann, A. W. & Vidal, P., 1992: HIMU-EM: The French Polynesian connection. *Earth planet. Sci. Lett., 110, 99 – 119.*

Cullers, R. L. & Graf, J. L., 1984: Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Predominately basic and ultrabasic rocks. *In: Henderson, P. (ed.): Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, Elsevier.*

Dasgupta, R., Hirschmann, M. M. & Smith, N. D., 2007: Partial melting experiments of peridotite + CO_2 at 3 GPa and genesis of ocean islands basalts. *J. Petrology, 47, 647 – 671.*

Dautria, J. M., Dupuy, C., Takherist, D. & Dostal, J., 1992: Carbonate metasomatism in the lithospheric mantle – peridotitic xenoliths from a melilititic district of the Sahara Basin. *Contr. Mineral. Petrology, 111, 37 – 52.*

Dawson, J. B., Smith, J. V. & Jones, A. P., 1985: A comparative study of bulk rock and mineral chemistry of olivine melilites and associated rocks from East and South Africa. *Neu. Jb. Mineral., Abh., 152, 143 – 175.*

Dèzes, P., Schmid, S. M. & Ziegler, P. A., 2004: Evolution of the European Cenozoic Rift System: Interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics, 389, 1 – 33.*

Downes, H., 1984: Sr and Nd isotope geochemistry of coexisting alkaline magma series, Cantal, Massif Central, France. *Earth planet. Sci. Lett., 69, 321 – 334.*

Dunworth, E. A. & Wilson, M., 1998: Olivine melilitites of the SW German Tertiary Province: Mineralogy and petrogenesis. *J. Petrology, 39, 1 805 – 1 836.*

Dupuy, C., Liotard, J. M. & Dostal, J., 1992: Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: Carbonate metasomatism in the mantle source. *Geochim. cosmochim. Acta, 56, 2 417 – 2 424.*

Egorov, L. S., 1970: Carbonatites and ultrabasic – alkaline rocks of the Maimecha–Kotui region, N. Siberia. *Lithos, 3, 341 – 359.*

Fitton, J. F., James, D. & Leeman, W. P., 1991: Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western Unites States: Compositional variations in space and time. *J. geophys. Res., 96, 12 693 – 12 711.*

Frey, F. A., Green, D. H. & Roy, S. D., 1978: Integrated models of basalt petrogebesis: A study of quartz tholeiites to olivináne melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrology, 19, 463 – 613.*

Furman, T., 1995: Melting of metasomatised subcontinental lithosphere: Undersaturated mafic lavas from Rungwe, Tanzania. *Contr. Mineral. Petrology, 122, 97 – 115.*

Green, D. H. & Wallace, M. E., 1988: Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts. *Nature, 336, 459 – 462.*

Haase, K. M. & Renno, A. D., 2008: Variation of magma generation and mantle sources during continental rifting observed in Cenozoic lavas from the Eger Rift, Central Europe. *Chem. Geology, 257, 195–205.*

Hall, A., 1995: Igneous Petrology. Longman Scientific & Technical, Essex, England. 573 pp.

Hauri, E. H., Shimizu, N., Dieu, J. J. & Hart, S. R., 1993: Evidence for hotspot-related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle. *Nature, 365, 221 – 227.*

Hegner, E. & Vennemann, T. W., 1997: Role of fluids in the origin of Tertiary European intraplate volcanism: Evidence from O, H, and Sr isotopes in melilitites. *Geology, 25, 1 035 – 1 038.*

Hegner, E., Walter, H. J. & Satir, M., 1995: Pb-Sr-Nd isotopic compositions and trace element geochemistry of megacrysts and melilitites from the Tertiary Urach volcanic field: Source composition of small volume melts under SW Germany. *Contr. Mineral. Petrology, 122, 322 – 335.*

Hibsch, J. E., 1930: Geologischer Führer durch Böhmische Mittelgebirge. *Verlag Gebrüder Borntraeger, Berlin.*

Hirose, K., 1997: Partial melt compositions of carbonated peridotite at 3 GPa and role of CO_2 in the alkali basalt magma generation. *Geophys. Research Letters, 24, 2 837 – 2 840.*

Hunter, R. H. & McKenzie, D., 1989: The equilibrium geometry of carbonate melts in rocks of mantle composition. *Earth planet. Sci. Lett., 92, 347 – 356.*

Jelínek, E., Souček, J., Tvrdý, J. & Ulrych, J., 1989: Geochemistry and petrology of alkaline dyke rocks of the Roztoky volcanic centre, České středohoří Mts., ČSSR. *Chem. Erde, 49, 201 – 217.*

Johnson, C. M. & Thompson, R. A., 1991: Isotopic composition of post-shield lavas from Mauna Kea volcano, Hawaii. *Earth planet. Sci. Lett., 103, 257 – 269.*

Kepezhinskas, P. K., Defant, M. J. & Drummond, M. S., 1995: Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: Evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka Arc. *J. Petrology, 36, 1 505 – 1 527.*

Keshav, S. & Gudfinnsson, G. H., 2004: Silica-poor, mafic alkaline lavas from ocean islands and continents: Petrogenetic constraints from major elements. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.), 113, 4, 723 – 736.*

Kopecký, L., 1987: The Roztoky pseudotrachyte caldera in the České středohoří Mts., Czechoslovakia. *In: Kopecký, L. (ed.): Proceedings of the first seminar on carbonatites and alkaline rocks of the Bohemian Massif and ambient regions. Praha, Geological Survey, 119 – 156.*

Kramers, J. D., Betton, P. J., Cliff, R. A., Seck, H. A. & Sachtleben, T., 1981: Sr and Nd isotopic variations in volcanic rocks from the West Eifel and their significance (Abstract). *Fortschr. Mineral. Beih., 59, 246 – 247.*

Kresten, P., Ahman, E. & Brunfelt, A. O., 1981: Alkaline ultramafic lamprophyres and associated carbonatite dykes from the Kalix area, northern Sweden. *Geol. Rdsch., 70, 1 215 – 1 231.*

Krüger, J. C., Romer, R. L. & Kämpf, H., 2012: Late Cretaceous ultramafic lamprophyres and carbonatites from the Delitzsch Complex, Germany. *Chem. Geology,* http://dx.doi.org/10.1016/1. chemgeo. 2012.09.026.

Le Bas, M. J., 1987: Carbonatite–Nephelinite Volcanism. *An African Case History. J. Wiley & Sons, London, 347 pp.*

Le Maitre, R. W. (ed.), 2002: Igneous Rocks. A Classification and Glossary of terms. 2nd Edition. Cambridge, Cambridge University Press.

Lustrino, M. & Wilson, M., 2007: The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth Sci. Rev., 81, 1 – 65.*

McKenzie, D. P., 1989: Some remarks on the movement of small melt fraction in the mantle. *Earth planet. Sci. Lett., 95, 53 – 72.*

Menzies, M. & Murthy, V. R., 1980: Mantle metasomatism as a precursor to the genesis of alkaline magmas – isotopic evidence. *Amer. J. Sci., 280A, 622 – 638.*

Menzies, M. A., Kempton, P. & Dungan, M., 1985: Interaction of continental lithosphere and asthenospheric melts below the Geronimo volcanic field, Arizona, USA. *J. Petrology, 26, 663 – 693.*

Menzies, M. A., Kyle, M., Jones, M. & Ingram, G.,1991: Enriched and depleted source components for tholeiitic and alkaline lavas from Zuni-Bandera, New Mexico: Inferences about intraplate processes and stratified lithosphere. *J. geophys. Res., 96, 13 645 – 13 671.*

Mrlina, J. & Cajz, V., 2006: Subsurface structure of the volcanic centre of the České středohoří Mountains, North Bohemia, determined by geophysical survey. *Stud. Geophys. Geod., 50, 75 – 88.*

Nelson, D. R., Chivas, A. R., Chappell, B. W. & McCulloch, M. T., 1988: Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources. *Geochim. cosmochim. Acta, 52, 1 – 17.*

O´Nions, R. K. & McKenzie, D., 1988: Melting and continent generation. *Earth planet. Sci. Lett., 90, 499 – 456.*

Patočka, F., Galle, A., Vavrdová, M. & Vlašímský, P., 1994: Early Paleozoic evolution of the Barrandian terrane, Bohemian Massif, Czech Republic: Paleotectonic evolution of sedimentary, fossil and volcanic record. *J. Czech Geol. Soc., 39, 82 – 83.*

Patočka, F., Vlašímský, P. & Blechová, K., 1993: Geochemistry of Early Paleozoic volcanics of the Barrandian basin (Bohemian Massif, Czech Republic): Implications of paleotectonic reconstruction. *Jb. Geol. Bundesanst., 136, 871 – 894.*

Pivec, E., Ulrych, J., Höhndorf, A. & Rutšek, J., 1998a: Melilitic rocks from northern Bohemia: Geochemistry and mineralogy. *Neu. Jb. Mineral., Abh., 173, 119 – 154.*

Pivec, E., Ulrych, J., Šrein, V., Bendl, J., Dobeš, P. & Žák, K., 1998b: Epithermal Tertiary Pb-Zn-Cu(Ag,Te) mineralization in the Roztoky volcanic centre, České středohoří Mts., Czech Republic. *Geol. Carpath., 49, 139 – 146.*

Prodehl, C., Mueller, S. & Haak, V., 1995. The European Cenozoic rift system. *In: Olsen, K. H. (ed.): Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics. Developments in Geotectonics, No. 25. Elsevier, Amsterdam, 133 – 212.*

Rass, I. T., 2008: Melilite-bearing and melilite-free rock series in carbonatite complexes: Derivatives from separate primitive melts. *Canad. Mineralogist, 46, 951 – 969.*

Rock, M. N. S., 1991: Lamprophyres. *Glasgow and London, Blackie and Sons Ltd, 285 pp.*

Rosenbaum, J. M., 1993: Mantle phlogopite: A significant lead repository? *Chem. Geol., 106, 347 – 365.*

Rudnick, R. L., McDonough, W. F. & Chappell, B. W., 1993: Carbonatite metasomatism in the northern Tanzania mantle: Petrographic and geochemical characteristics. *Earth planet. Sci. Lett., 114, 463 – 475.*

Scheumann, K. H., 1913: Petrographische Untersuchungen an Gesteinen des Polzengebietes in Nord–Böhmen. *Abh. Kön. Sächs Gesell Wiss., math.–phys. Kl., 32, 607 – 776.*

Scheumann, K. H., 1922: Zur Genese alkalisch – lamprophyrischen Ganggesteine. *Zbl. Mineral. Geol. Paläont., 2, 495 – 545.*

Shrbený, O., 1995: Chemical composition of young volcanites of the Czech Republic. *Czech Geol. Survey Spec. Pap., Prague, 4, 52 pp.*

Skála, R., Ulrych, J., Ackerman, L., Jelínek, E., Dostal, J., Hegner, E. & Řanda, Z., 2013: Tertiary alkaline Roztoky Intrusive Complex, České středohoří Mts., Czech Republic: Petrogenetic characteristics. *Int. J. Earth Sci.,* DOI: 10.1007/ s00531-013-0948-7.

Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. *In: Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ., 42, 313 – 345.*

Svobodová, J., 1999: The origin and evolution of the Kdyně massif. Unpubl. PhD. thesis, Faculty of Sci., Charles University, Prague, 366 pp.

Tatsumoto, M. A., Basu, H., Wankang, W., Jungwen, W. & Guanghong, X., 1992: Sr, Nd and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of Eastern China: Enriched EMI and EMII in sub-continental lithosphere. *Earth planet. Sci. Lett., 113, 107 – 128.*

Taylor, H. P., Jr., Frenchen, J. & Degens, E. T., 1967: Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher district, West Germany and Alnő district, Sweden. *Geochim. cosmochim. Acta, 31, 407 – 430.*

Ulrych, J., 1998: Geochemistry of subvolcanic alkaline rocks of the Roztoky intrusive center, České středohoří Mts., Czechoslovakia. *Erlanger Beitr. Petr. Mineral., 8, 1 – 42.*

Ulrych, J., Pivec, E., Fiala, J. & Lang, M., 1983: Petrology of alkaline subvolcanic rocks from the Roztoky area (České středohoří Mts.). *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 1 – 84.*

Ulrych, J., Povondra, P., Rutšek, J. & Pivec, E., 1988: Melilitic and melilite-bearing subvolcanic rocks from the Ploučnice river region, Czechoslovakia. *Acta Univ. Carol., Geol., 2, 195 – 231.*

Ulrych, J. & Pivec, E., 1997: Age-related contrasting alkaline volcanic series in North Bohemia. *Chem. Erde, 57, 300 – 323.*

Ulrych, J., Pivec, E., Povondra, P. & Bendl, J., 1997: Chemical and isotope characteristics of representative carbonates in young alkaline volcanites from northern Bohemia. *J. Czech Geol. Soc., 42, 1 – 21.*

Ulrych, J., Pivec, E., Lang, M., Balogh, K. & Kropáček, V., 1999: Cenozoic intraplate volcanic rock series of the Bohemian Massif: A review. *Geolines, 9, 123 – 129.*

Ulrych, J. & Balogh, K., 2000: Roztoky Intrusive Centre in the České středohoří Mts.: Differentiation, emplacement, distribution, orientation and age of dyke series. *Geol. Carpath., 51, 383 – 397.*

Ulrych, J., Pivec, E., Lang, M. & Lloyd, F. E., 2000a: Ijolitic segregations in melilite nephelinite of Podhorní vrch volcano, Western Bohemia. *Neu. Jb. Mineral., Abh., 175, 317 – 348.*

Ulrych, J., Pivec, E., Höhndorf, A., Balogh, K., Bendl, J. & Rutšek, J., 2000b: Rhyolites from the Roztoky Intrusive Centre, České středohoří Mts.: Xenoliths or dyke differentiates? *Chem. d. Erde, 60, 327 – 352.*

Ulrych, J., Pivec, E., Povondra, P. & Rutšek, J., 2000c: Upper--mantle xenoliths in melilitic rocks of the Osečná Complex, North Bohemia. *J. Czech Geol. Soc., 45, 79 – 93.*

Ulrych, J., Svobodová, J. & Balogh, K., 2002: The source of Cenozoic volcanism in the České středohoří Mts., Bohemian Massif. *Neu. Jb. Mineral., Abh., 177, 133 – 162.*

Ulrych, J., Lloyd, F. E., Balogh, K., Hegner, E., Langrová, A., Lang, M., Novák, J. K. & Řanda, Z., 2005: Petrogenesis of alkali pyroxenite and ijolite xenoliths from the Tertiary Loučná––Oberwiesenthal Volcanic Centre, Bohemian Massif in the light of new mineralogical, geochemical and isotopic data. *Neu. Jb. Mineral., Abh., 182, 57 – 79.*

Ulrych, J., Novák, J. K., Lang, M., Balogh, K., Hegner, E. & Řanda, Z., 2006: Petrology and geochemistry and K-Ar ages for Cenozoic tinguaites from the Ohře/Eger Rift (NW Bohemia). *Neu. Jb. Mineral., Abh., 183, 41 – 61.*

Ulrych, J., Pešek, J., Štěpánková-Svobodová, J., Bosák, P., Lloyd, F. E., Seckendorff, V. v., Lang, M. & Novák, J. K., 2006: Permo--Carboniferous volcanism in late Variscan continental basins of the Bohemian Massif (Czech Republic): Geochemical characteristic. *Chemie Erde Geochemistry, 66, 37 – 56.*

Ulrych, J., Dostal, J., Hegner, E., Balogh, K. & Ackerman, L., 2008: Late Cretaceous to Paleocene melilitic rocks of the Ohře/Eger Rift in northern Bohemia, Czech Republic: Insights into the initial stages of continental rifting. *Lithos, 101, 141 – 161.* Ulrych, J., Dostal, J., Adamovič, J., Jelínek, E., Špaček, P., Hegner, E. & Balogh, K., 2011: Recurrent Cenozoic volcanic activity in the Bohemian Massif (Czech Republic). *Lithos, 123, 133 – 144.*

Ulrych, J., Adamovič, J., Krmíček, L., Ackerman, L. & Balogh, K., 2014: Revision of Scheumann´s classification of melilitic lamprophyres and related melilitic rocks in light of new analytical data. *J. Geosciences, 59 p.*

Weaver, B. L., 1991a: Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts. *Geology, 19, 123 – 126.*

Weaver, B. L., 1991b: The origin of ocean island basalt end--member composition: Trace element and isotopic constraints. *Earth planet. Sci. Lett., 104, 381 – 397.*

Wedepohl, K. H., Gohn, E. & Hartmann, G., 1994: Cenozoic alkali basaltic magmas of western Germany and their products of differentiation. *Contr. Mineral. Petrology, 115, 252 – 278.*

Wilson, M. & Downes, H., 1991: Tertiary–Quaternary extension--related alkaline magmatism in western and central Europe. *J. Petrology, 32, 811 – 849.*

Wilson, M., Rosenbaum, J. M. & Dunworth, E. A., 1995: Melilitites partial melts of the thermal boundary layer? *Contr. Mineral. Petrology, 119, 181 – 196.*

Wilson, M., Rosenbaum, J. & Ulrych, J., 1994: Cenozoic magmatism of the Ohře rift, Czech Republic: Geochemical signatures and mantle dynamics. *Abstract. Int. Volcanological Congress, Ankara, 1994.*

Wimmenauer, W., 1974: The alkaline province of Central Europe and France. *In: Sørensen, H. (ed.): The Alkaline Rocks. London, Wiley and Sons, 286 – 291.*

Woolley, A. R., Bergman, C. C., Edgar, A. D., Le Bas, M. J., Mitchell, R. H., Rock, N. M. S. & Scott-Smith, B. H., 1996: Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic and leucitic rocks. *Canad. Mineralogist, 34, 175 – 186.*

Wörner, G., Zindler, A., Staudigel, H. & Schmincke, H. U., 1986: Nd and Pb isotope geochemistry of Tertiary and Quartenary alkaline volcanics from West Germany. *Earth planet. Sci. Lett., 79, 107 – 119.*

Yaxley, G. M., Crawford, A. J. & Green, D. H., 1991: Evidence for carbonatite metasomatism in spinel peridotite xenoliths from western Victoria, Australia. *Earth planet. Sci. Lett., 107, 305 – 317.*

Yaxley, G. M., Green, D. H. & Kamenetsky, V., 1998: Carbonatite metasomatism in the southeastern Australian lithosphere. *J. Petrology, 39, 1 917 – 1 930.*

Zindler, A. & Hart, S. R., 1986: Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 14, 493 – 571.*

Zinngrebe, E. & Foley, S. F., 1995: Metasomatism in mantle xenoliths from Gees, West Eifel, Germany: Evidence for the genesis of calc-alkaline glasses and metasomatic Ca-enrichment. *Contr. Mineral. Petrology, 122, 79 – 96.*

Manuscript received 14. 1. 2014
Revised form received 20. 3. 2014
Manuscript accepted by Editorial Board 8. 10. 2014

Kenozoické alkalické vulkanické horniny s karbonatitovou afinitou v Českém masívu: zdroje a vývoj magmatu

Za účelem stanovení zdrojů alkalických magmat kenozoické Středoevropské vulkanické provincie byly studovány melilitické alkalické horniny osečenského komplexu a slabě alkalické horniny roztockého intruzivního komplexu, obou se znaky karbonatitové afinity. V extrémně SiO_2-podsycených melilitických horninách osečenského komplexu nebyly zjištěny významné korelace mezi obsahy prvků jejich primárního chemického složení. Všechny existující geochemické variance v nich lze vysvětlit následnou metasomatickou přeměnou. Horniny reprezentují produkty primitivního plášťového magmatu. Obohacení inkompatibilními prvky, vysoké hodnoty Zr/Hf, Ce/Pb poměrů, relativní ochuzení o prvky těžkých vzácných zemin (HREE – Heavy Rare Earth Elements) a negativní K a Rb anomálie v primitivním pláštěm (PM-primitive mantle) normalizovaných multielementních variačních diagramech ukazuje na metasomatizovány plášťový zdroj s amfibolem a/nebo flogopitem a granátem v reziduu. Horniny řady essexit – monzodiorit – sodalitický syenit a s nimi spjaté diferenciované žilné horniny roztockého intruzívního komplexu se středními obsahy SiO_2, jsou ochuzené o kompatibilní elementy a jejich magma reprezentuje vyvinutou taveninu. Negativní korelace mezi SiO_2 a MgO, TiO_2, P_2O_5 a CaO a pozitivní korelace mezi

SiO_2 a K_2O, Na_2O a Al_2O_3 ukazuje na frakční krystalizaci olivínu, klinopyroxenu, Fe-Ti oxidů a apatitu. Horniny této řady geochemicky odpovídají trachybazaltickým lávám Českého středohoří a lze předpokládat jejich společný zdroj v plášťovém magmatu ovlivněném jistou korovou kontaminací. Na základě přítomnosti negativní K a Rb anomálie v primitivním pláštěm (PM-primitive mantle) normalizovaných multielementních variačních diagramech spodnopaleozoických magmatických hornin Českého masívu předpokládáme, že metasomatóza plášťové litosféry započala již v raném kambriu. Sr a Nd izotopické složení hornin osečenského komplexu se znaky HIMU--OIB a variance chemického složení vulkanických hornin Středoevropské vulkanické provincie mohou být vysvětleny průběžným tavením a následnou metasomatózou plášťové litosféry. Geochemická podobnost ultramafických hornin z různých magmatických komplexů ve světě ukazuje na skutečnost, že subkontinentální metasomatizovaná plášťová litosféra je patrně homogennější, než jak se mnohdy předpokládá.

Mineralia Slovaca, 46 (2014), 59 – 68
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Nové poznatky o geologickej stavbe ložiska Košice I – Kurišková

STANISLAV SZABÓ, LADISLAV NOVOTNÝ, BORIS BARTALSKÝ a IGOR JURÍK

Ludovika Energy, s. r. o., Fraňa Kráľa 2, 052 01 Spišská Nová Ves

New knowledge about geology of the Košice I – Kurišková deposit (Slovakia)

A new phase of exploration started in the Kurišková deposit in 2005. Its main objectives were to verify the previously found mineralization, as well as to reveal new mineralized zones. New detail geological mapping and drilling were done. A total of 137 boreholes were drilled from 2005 to date, being divided into three types – exploration, hydrogeological and geotechnical boreholes. For the first time in this area, we have distinguished and described the *Lower transitional beds* and the *Čierna hora conglomerates* at the base of the Petrova hora Formation of Krompachy Group (Permian cover of the North Gemeric zone, Inner Western Carpathians). The sedimentary bed – *violet shales with carbonate concretions* and *beds of pyrite-andesite tuffs with terrigenous quartz clasts* occur in the hanging-wall of the metavolcanic body. Moreover, a *bed of lapilli to bomb agglomerate tuffs* in the Grúň volcano-sedimentary complex was firstly discovered, too. Additionally, new important subhorizontal to moderately SW-dipping faults with NW–SE trend (marked as 614 and 645) were identified, penetrating steeper-dipping overthrust planes and lithological boundaries, and being cut by younger subvertical strike-slip faults, trending NW–SE, W–E, as well as WSW–ENE. The parallel tectonic block located SW of the deposit tectonic block, manifests a bedding cleavage dipping to the NE, whereas the bedding cleavage in the deposit tectonic block is dipping to the SW. This difference in tectonic style is interpreted by a fan-structure setting. Economic mineralization in the main ore body (trending NW–SE, steeply dipping to the SW) occurs approximately 200 m below the surface and is continuing deeper. Recent lowermost borehole intersection with the ore body was approximately 750 m below the surface.

Key words: U-Mo mineralization, lithology, Permian sequences, structures and deformation, Gemeric Unit, Western Carpathians

Úvod

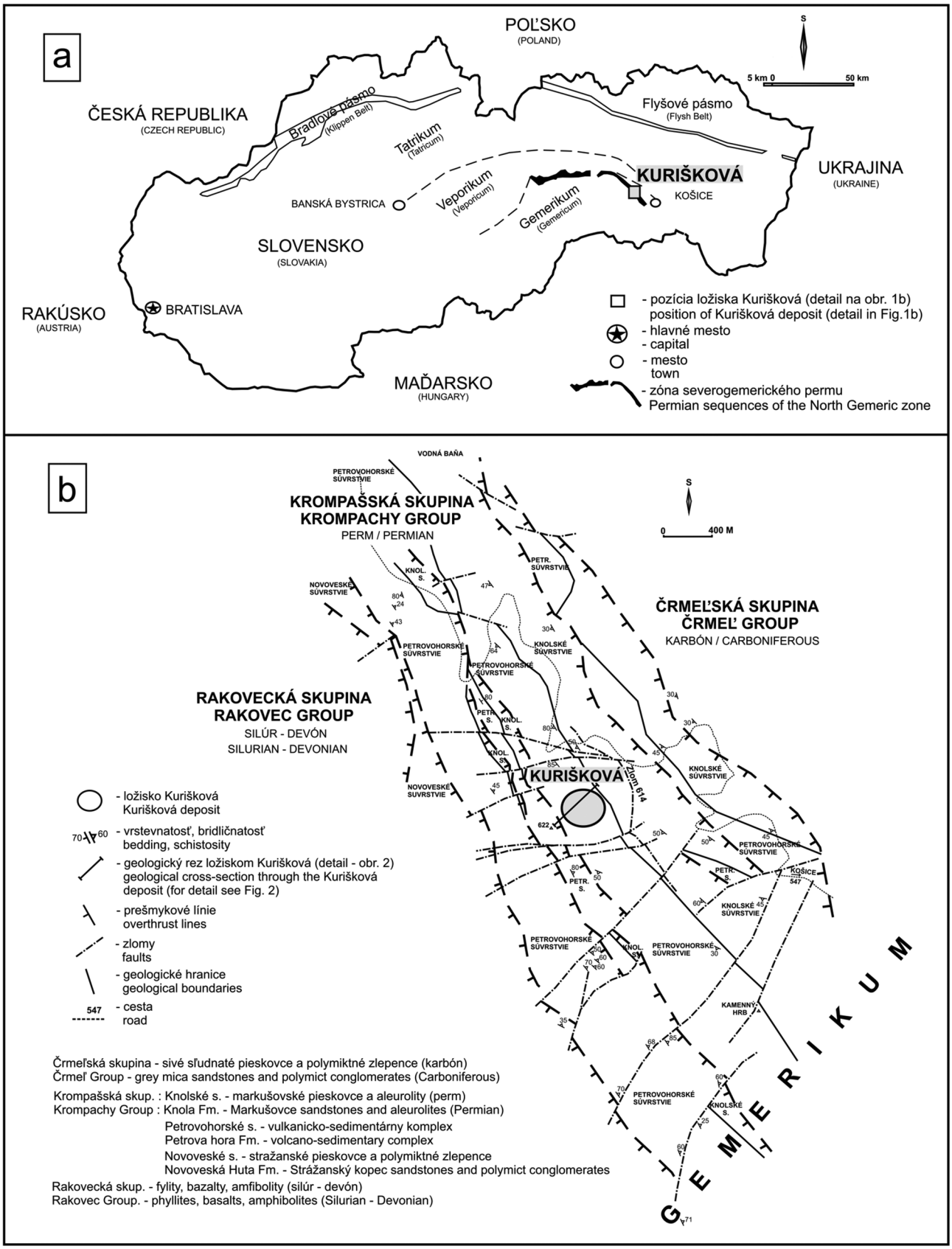
Permské súvrstvia severogemerickej zóny reprezentuje krompašská skupina definovaná Bajaníkom (in Bajaník et al., 1981), ktorá je zložená z troch litostratigrafických súvrství: knolského, petrovohorského a novoveského (Novotný a Miháľ, 1987; Vozárová a Vozár, 1988, a tiež Miháľ et al., 1994, in Kobulský et al., 2001). Novotný a Miháľ (1987) členia knolské súvrstvie na dve oblastné litostratigrafické jednotky, a to na muránske zlepence a nadložné markušovské pieskovce. Petrovohorské súvrstvie (Bajaník et al., 1981) je pomenované podľa Petrovej hory, ktorá sa nachádza medzi Krompachmi a Štefanskou Hutou. Náplň tohto súvrstvia je premenlivá so zastúpením hlavne vulkanických, vulkanoklastických a sedimentárnych hornín. Jednotky súvrstvia nie sú v celom vývoji rovnako zastúpené. V súvrství v rôznej miere nachádzame bázické, intermediárne a acidné vulkanogénne horniny a rôzne terigénne sedimenty. Novoveské súvrstvie (Novotný a Miháľ, 1987) tvoria strážanské vrstvy zastúpené zlepencami, pieskovcami a bridlicami a bielovodské vrstvy zastúpené evaporitmi, bridlicami a pieskovcami. Ložisko Košice I – Kurišková sa nachádza v petrovohorskom súvrství v hutianskom vulkanicko-sedimentárnom komplexe.

Začlenenie ložiska do geologického regiónu

Pozdĺž severného okraja gemerika od Dankovej (juhozápadne od Stratenej) po Myslavu pri Košiciach prebieha takmer súvislé 0,2 – 6 km široké a 80 km dlhé pásmo permských hornín (v priestore Galmusu nevychádza na povrch), v ktorých je hlavný výskyt uránovej mineralizácie na Slovensku. Rozšírenie permu závisí od hrúbky horninových sekvencií, štýlu tektonickej stavby a úrovne erozívneho zrezu. Lokálne sú permské horniny prekrývané karbonátmi mezozoika (Galmus). V západnej časti sa pásmo permu stýka s jednotkou veporika, v strednej časti sa permské sekvencie ponárajú k severu pod karbonáty mezozoika a paleogénne sedimenty a v priestore ložiska Košice I – Kurišková (obr. 1) je krompašská skupina (perm) nasunutá na črmeľskú skupinu (karbón) a tá na jednotku veporika.

Metodika a výsledky prieskumných prác

Nová etapa geologického prieskumu sa v priestore ložiska začala v roku 2005. Tieto práce priniesli významné geologické poznatky. Prieskum bol zameraný na zisťovanie výskytu mineralizácie na území, overenie pokračovania


a
POĽSKO
(POLAND)
ČESKÁ REPUBLIKA
(CZECH REPUBLIC)
Bradlové pásmo
(Klippen Belt)
Tatrikum
(Tatricum)
Flyšové pásmo
(Flysh Belt)
UKRAJINA
(UKRAINE)
KURIŠKOVÁ
KOŠICE
BANSKÁ BYSTRICA
Veporikum
(Veporicum)
Gemerikum
(Gemericum)
SLOVENSKO
(SLOVAKIA)
RAKÚSKO
(AUSTRIA)
BRATISLAVA
MAĎARSKO
(HUNGARY)
5 km 0 50 km
- pozícia ložiska Kurišková (detail na obr. 1b)
position of Kurišková deposit (detail in Fig.1b)
- hlavné mesto
- capital
- mesto
town
- zóna severogemerického permu
Permian sequences of the North Gemeric zone
b
VODNÁ BAŇA
PETROVOHORSKÉ SÚVRSTVIE
KROMPAŠSKÁ SKUPINA
KROMPACHY GROUP
PERM / PERMIAN
0 400 M
ČRMEĽSKÁ SKUPINA
ČRMEĽ GROUP
KARBÓN / CARBONIFEROUS
RAKOVECKÁ SKUPINA
RAKOVEC GROUP
SILÚR - DEVÓN
SILURIAN - DEVONIAN
KURIŠKOVÁ
Zlom 614
KOŠICE
547
KAMENNÝ HRB
GEMERIKUM
- ložisko Kurišková
Kurišková deposit
- vrstevnatosť, bridličnatosť
bedding, schistosity
- geologický rez ložiskom Kurišková (detail - obr. 2)
geological cross-section through the Kurišková deposit (for detail see Fig. 2)
- prešmykové línie
overthrust lines
- zlomy
faults
- geologické hranice
geological boundaries
547 - cesta
road
Črmeľská skupina - sivé sľudnaté pieskovce a polymiktné zlepence (karbón)
Črmeľ Group - grey mica sandstones and polymict conglomerates (Carboniferous)
Krompašská skup. : Knolské s. - markušovské pieskovce a aleurolity (perm)
Krompachy Group : Knola Fm. - Markušovce sandstones and aleurolites (Permian)
Petrovohorské s. - vulkanicko-sedimentárny komplex
Petrova hora Fm. - volcano-sedimentary complex
Novoveské s. - stražanské pieskovce a polymiktné zlepence
Novoveská Huta Fm. - Strážanský kopec sandstones and polymict conglomerates
Rakovecká skup. - fylity, bazalty, amfibolity (silúr - devón)
Rakovec Group. - phyllites, basalts, amphibolites (Silurian - Devonian)

a zistenia rudných polôh v priestore ložiska, overenie a zvýšenie kategórie zásob, zistenie hydrogeologickej charakteristiky územia, spresnenie poznatkov o geologickej a tektonickej stavbe ložiska, pozície a kvality rudných polôh v jednotlivých častiach ložiska.

Od roku 2005 sa v ložisku a jeho okolí odvŕtalo 137 prieskumných ložiskových vrtov, vrátane hydrogeologických a geotechnických aj s použitím orientátora jadra. Merania v jadre s použitím orientátora boli doplnené o merania štruktúr v odkryvoch a priniesli nové zistenia o sklonoch horninových vrstiev v jednotlivých tektonických blokoch v okolí ložiska. Zároveň boli sledované geotechnické parametre horninových komplexov. Geologickým mapovaním a vrtným prieskumom sa spresnila a doplnila litostratigrafia ložiska.

Tektonická stavba ložiska

Ložisko Košice I – Kurišková sa nachádza v permských horninách s typickým vrásovo-šupinovým štýlom stavby. Priebeh horninových vrstiev je SZ – JV a generálny sklon vrstiev je k JZ (obr. 2). Stupeň tektonického porušenia hornín je značný. Makrotektonická stavba priestoru ložiska poukazuje na detailné tektonické prepracovanie hornín, ktoré sa prejavuje značnou hustotou kliváže, a to hlavne vo vulkanoklastikách grúnskeho vulkanicko-sedimentárneho komplexu v nadloží metavulkanického telesa. Zistili sme, že priestorový priebeh klivážových a vrstvových plôch je až na malé výnimky totožný, a preto ju môžeme nazvať vrstvová kliváž.

Pri podrobnom geologickom mapovaní sme vyčlenili niekoľko tektonických blokov. V súbežných tektonických blokoch juhozápadne od ložiskového bloku má vrstvová kliváž na povrchu sklon k SV, t. j. opačne ako v ložisku (Szabó et al., 2012). Táto skutočnosť bola overená aj v geotechnických vrtoch s použitím orientátora jadra. To poukazuje na to, že strižné prešmyky redukovali jednotlivé horninové sekvencie a formovali ich do vejárovitej formy, roztvárajúcej sa k povrchu. Zatiaľ nie je overený predpoklad, že strmo vztýčené vrstvy sú ustrihnuté ramená vrás.

Pri makro- a mikropozorovaniach hrubých zŕn v psamitických vulkanoklastikách v nadložných sekvenciách hutianskeho komplexu, hlavne exoklastov kremeňa, je zreteľná výrazná rotácia klastov s nabaľovaním základnej hmoty. Táto kliváž toku podľa klasifikácie Ažgireja, 1956 (in Vachtl a Jaroš, 1968) je pozorovaná hlavne v jemno rovnobežne laminovaných klastikách, ktoré sú segmentované podľa plôch laminácie mikro- až makroposunmi na litóny. Klasty v lapilových a bombových tufoch grúnskeho komplexu sú bez výnimky extrémne stlačené, vrátane základnej tufogénnej hmoty. Klasty majú 3- až 10-krát väčší plošný rozmer (plocha XY deformačného elipsoidu) ako vlastnú hrúbku (XZ), a to v závislosti od ich horninového zloženia. Výraznú oblátnosť sférických objektov vo východnej stykovej zóne gemerika s veporikom ako dôsledok alpínskej duktilnej deformácie doložil deformačnou analýzou obliakov už Gazdačko (1994).

Výnimočný je rozsah a stupeň tektonických prejavov v nadložných vulkanoklastikách – lapilových až bombových aglomerátoch grúnskeho vulkanicko-sedimentárneho komplexu. V subhorizontálnych zónach s mocnosťou 5 až 50 m sú v prevahe acidné tufy detailne zvrásnené do hustého systému makro- až mikro vrások s osovými plochami drobných vrás so sklonom 5 – 25° na JZ. Tieto zóny maximálneho prejavu tektonických deformácií dávame do súvisu s vývojom subhorizontálnych zlomov so sklonom 20 – 25° k JZ (v ložisku označované ako „614“ a „645“; obr. 2). Silne deformované zóny sú v nadloží týchto zlomov.

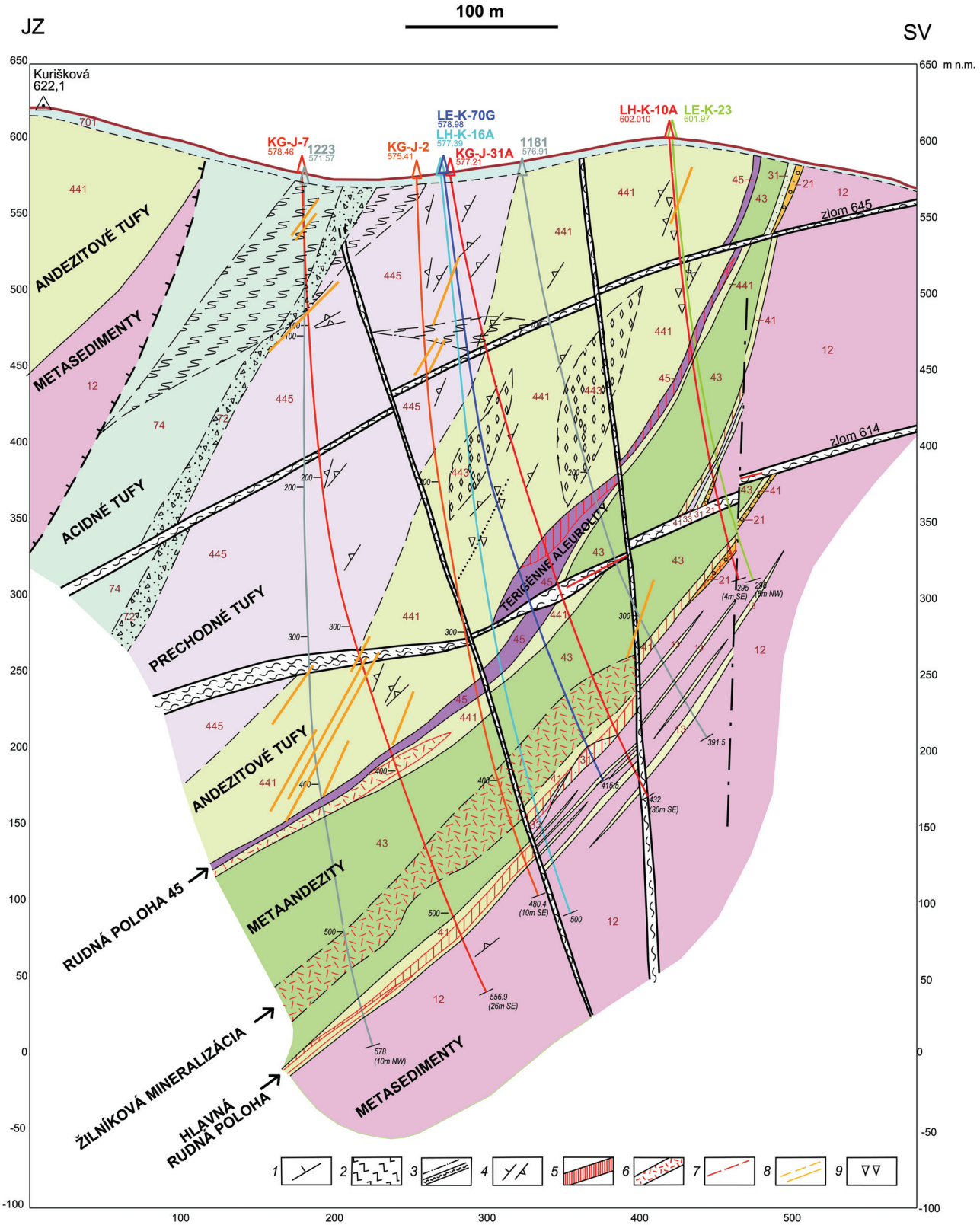
K vekovo najstarším zlomom na ložisku zaraďujeme pozdĺžne strižné prešmyky, ktoré ohraničujú jednotlivé tektonické bloky smeru SZ – JV súvisiace s presúvaním gemerika na veporikum ako následok alpskej kolízie v štádiu AD_1 (Németh, 2005). Do tejto skupiny zlomov patria aj násunové línie medzi rakoveckým príkrovom a permom, permom a črmeľskou skupinou.

K mladším zlomom patrí subhorizontálny zlom so sklonom 20° k JZ a s poklesom nadložných sekvencií o 20 – 100 m, označený „614“ na obr. 2 (Novotný in Bartalský et al., 2011). V jeho vyššom nadloží sa nachádza súbežný zlom označený „645“ (Szabó in Bartalský et al., 2011) so sklonom 25° k JZ, v nadloží ohraničujúci U-Mo rudnú polohu označenú kódom 45. Tieto zlomy súvisia so spätnými pohybmi blokov v štádiu odstrešovania AD_2 (Németh, 2005). Ložisko je tiež výrazne deštruované systémom mladších priečnych poklesov a prešmykov smeru Z – V, SV – JZ. Sú to strmé k severu sklonené línie, ktoré dotvárajú vnútornú blokovú stavbu ložiska AD_3 (Németh, l. c.). Ďalšími produktmi deformačného štádia AD_3 sú zlomy SZ–JV priebehu s kinematikou pravostranných subhorizontálnych posunov, ktoré spravidla reprezentujú reaktivované plochy prešmykov zo štádia AD_1.

Detailnejšie sme deštruovanosť hornín ložiska študovali v geotechnických vrtoch vŕtaných trojitou jadrovkou. Vplyv tektonických zón je možné sledovať na geotechnických parametroch hornín, ako napr. rozpukanosť vrtného jadra RQD parameter – Rock Quality Designation (Deere, 1964). Môžeme konštatovať, že v priestore ložiska v metavulkanickom telese, kde je vyššia koncentrácia zrudnenia, sú zaznamenané nižšie percentuálne hodnoty RQD (25 – 40 %), napr. vrt LE-K-74, ako v tomto telese na okrajoch ložiska, kde vo vrte LE-K-67 je RQD 60 až 80 %. Rozpukanosť a s tým spojená vyššia puklinová priepustnosť mohla priamo ovplyvniť zrudňovací proces.

◀**Obr. 1. a** – Zjednodušená tektonická a geologická skica Západných Karpát (Slovensko) s hlavnými tektonickými jednotkami a s pozíciou ložiska Kurišková v severogemerickom perme. **b** – Detailná geologická skica severogemerického permu v oblasti ložiska Kurišková s pozíciou geologického rezu (Szabó et al., 2012).

Fig. 1. a – Simplified tectonic and geological sketch of the Western Carpathians (Slovakia) with principal tectonic units and position of the Kurišková deposit in the Permian of the North Gemeric zone. **b** – Detailed geological sketch of the Permian sequences of the North Gemeric zone in the Kurišková area with position of the geological cross-section (Szabó et al., 2012).


JZ
100 m
SV
650 m n.m.
Kurišková
622,1
KG-J-7
578.46
1223
571.57
KG-J-2
575.41
LE-K-70G
578.98
LH-K-16A
577.39
KG-J-31A
577.21
1181
576.91
LH-K-10A
602.010
LE-K-23
601.97
zlom 645
zlom 614
ANDEZITOVÉ TUFY
METASEDIMENTY
ACIDNÉ TUFY
PREHODNÉ TUFY
TERIGÉNNE ALEUROLITY
ANDEZITOVÉ TUFY
METAANDEZITY
METASEDIMENTY
RUDNÁ POLOHA 45
ŽILNÍKOVÁ MINERALIZÁCIA
HLAVNÁ RUDNÁ POLOHA
578 (10m NW)
556.9 (26m SE)
480.4 (10m SE)
415.5
391.5
432 (30m SE)
395 (4m SE)
298 (9m NW)
1 2 3 4 5 6 7 8 9

Litostratigrafické pomery ložiska

V priestore ložiska je zastúpená vrchná časť knolského súvrstvia (markušovské pieskovce) a takmer celé petrovohorské súvrstvie (obr. 2 a 3). Bazálne muránske zlepence neboli v priestore ložiska a blízkeho okolia zistené. Mohli byť tektonicky redukované alebo primárne chýbajú. Bezprostredným podložím hlavnej polohy ložiska sú markušovské pieskovce, ktoré sú zložené z fialových aleurolitov a pieskovcov s konkréciami a vrstvičkami Fe karbonátov, s polohami jemnozrnných až strednozrnných svetlozelených až tmavozelených pieskovcov. V týchto aleurolitoch a pieskovcoch sme zistili ojedinelý výskyt jemnozrnných limonitizovaných a hematitizovaných bridlíc a pieskovcov s Cu-U mineralizáciou, ktoré zaraďujeme k slivníckemu horizontu (Szabó et al., 2012). Slivnícky horizont bol popísaný v lokalite Slivníky v Markušovskej doline a JZ od Veľkej Knoly (Novotný a Miháľ, 1987).

Fialové aleurolity a pieskovce plynule, ale rýchlo prechádzajú do jemnozrnných svetlo- až sivozelených tufov až tufitov, ktoré sú mineralizované a tvoria hlavnú rudnú polohu U-Mo mineralizácie. Mineralizácia je impregnačná, pravidelne alebo nepravidelne vtrúsená v tmele tufov, často usporiadaná podľa laminácie. Tvorí súvislú polohu, zriedka 2 polohy oddelené nemineralizovanou medzivrstvou. Tieto tufogénne sedimenty radíme už k petrovohorskému súvrstviu, ktoré sa začína na báze čiernohorskými zlepencami, popísanými v oblasti Čiernej hory južne od Stratenej. Ich doterajší výskyt na východ od Galmusu nebol známy (Novotný a Miháľ, 1987). Na ložisku sme ich prvýkrát zistili vo vrte LH-K-10A (obr. 2) a v ďalších troch vrtoch s mocnosťou 0,3 – 0,7 m (Szabó in Bartalský et al., 2011). Sú drobnozrnité, oligomiktné, sivej farby s obliakmi kremeňa, kremenca, kremitého pieskovca. Ich povrchové rozšírenie v okolí ložiska je sporadické a dajú sa sledovať od Cu ložiska Vodná baňa až ku Kamennému hrbu vo vývoji malých šošovkovitých telies dĺžky do niekoľko metrov. V ložisku Kurišková majú význam z hľadiska korelácie a vývoja jednotlivých súvrství a plošného rozsahu ich zastúpenia.

V nadloží čiernohorských zlepencov sa lokálne nachádzajú málo mocné polohy jemno- až hrubozrnných svetlozelených až sivozelených pieskovcov a polohy jemnozrnných svetlozelených až fialových bridlíc. Označujeme ich ako spodné prechodné vrstvy (obr. 3). Spodné prechodné vrstvy sú pre ich nerovnomerné rozšírenie vyčlenené len ako neformálna jednotka (Novotný a Miháľ, 1987). Tieto vrstvy sú miestami mineralizované, tvoria podložnú rudnú polohu s U-Mo mineralizáciou a sú lokálne hematitizované. Mineralizácia v hornine má podobné textúrne znaky ako hlavná rudná poloha. V priestore, kde čiernohorské zlepence alebo spodné prechodné vrstvy nie sú vyvinuté, prechádzajú fialové aleurolity (markušovské) priamo do jemnozrnných svetlo- až sivozelených podložných tufov až tufitov hlavnej rudnej polohy.

Vyššie vystupuje teleso metavulkanitov tvorené sivými až sivozelenými bazaltoidnými metaandezitmi až metabazaltmi, lokálne aj metadacitmi (Gregorovič in Miháľ et al., 1996), ktoré sú výrazne prežilnené niekoľkými generáciami všesmerne orientovaných kremeňovo-karbonátových žiliek. V telese týchto metavulkanitov sa nachádza žilníková U-Mo mineralizácia, označovaná ako 2. rudná poloha viazaná hlavne na okraje uvedených kremeňovo-karbonátových žiliek, kde je často spolu s hematitom.

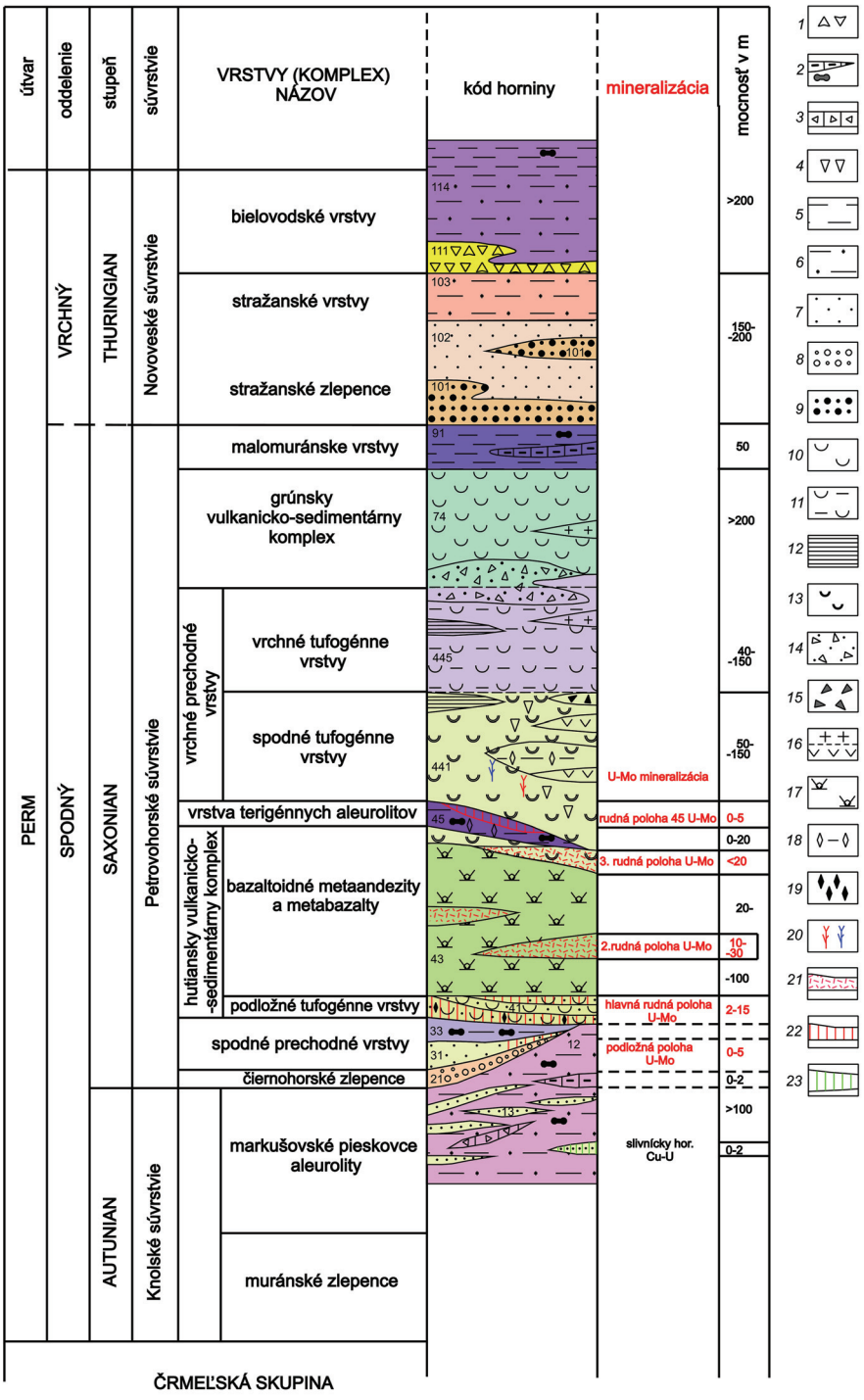
V nadloží telesa metavulkanitov, len v niekoľko metrov mocnej vrstve tufov, sa lokálne vyskytuje žilníková U-Mo mineralizácia (3. rudná poloha) obdobná ako v metavulkanitoch. Táto vrstva tvorí strop hutianskeho vulkanicko-sedimentárneho komplexu. Vyššie nasledujú

◀**Obr. 2.** Priečny geologický rez ložiskom Košice I – Kurišková (Novotný a Szabó, 2013). 1 – prešmykové strmé zlomy regionálneho významu; 2 – izoklinálne a disharmonické vrásy (dm rozmerov) v tektonických zlomoch a okolí; 3 – tektonické zlomy v geologických rezoch; 4 – vrstevnatosť, bridličnatosť (°) často zhodná s vrstevnatosťou; 5 – U-Mo mineralizácia stratiformná vtrúsená vo vrstvách hornín – v tufoch, tufitoch, pieskovcoch, bridliciach; 6 – U-Mo mineralizácia žilníková vo vulkanitoch (metaandezitoch až metabazaltoch) a tufoch; 7 – U-Mo mineralizácia malého významu (indikácie) vo vrstvách a zlomoch; 8 – kremeň-karbonátové žily vyvinuté na plochách bridličnatosti, alebo strmých diskontinuitách bez mineralizácie a s mineralizáciou (len v rezoch); 9 – klasty terigénneho kremeňa. Kódy hornín: 12, 13 – aleurolity a jemnozrnné pieskovce, fialové s laminami a konkréciami karbonátov (autun); 21 – svetlosivé drobnozrnité kremeňové zlepence; 31 – pieskovce, kremeňové stredno- až hrubozrnné, sivé až sivozelené lokálne s U-Mo mineralizáciou; 33 – aleurolity fialové, zelené s laminami a konkréciami karbonátov; 41 – tufy, tufity zelené, zelenosivé pieskové a popolové s U-Mo mineralizáciou – hlavná rudná poloha; 43 – bazaltoidné metaandezity, metabazalty, tmavozelené až tmavozelenosivé s výskytmi U-Mo mineralizácie; 45 – aleurolity fialové, zelené s laminami a konkréciami karbonátov, lokálne s U-Mo mineralizáciou; 441 – tufy pieskové, popolové, tmavozelené, zelenosivé lokálne s výskytmi U-Mo mineralizácie; 443 – tufy sivozelené s vtrúsenou mineralizáciou pyritu; 445 – tufy, tufity, fialové, sivofialové (saxon); 74 – tufy, tufity, svetlosivé, svetlozelené, svetlofialové, popolové, pieskové; 72 – tufy aglomerátové (lapilové, bombové) acidné.

Fig. 2. Geological cross-section through the Košice I – Kurišková deposit (Novotný and Szabó, 2013). 1 – steeply dipping overthrust faults of regional importance; 2 – isoclinal and disharmonic folds (size in decimeters) in faults and surrounding area; 3 – faults in geological cross-sections; 4 – bedding, schistosity (°) is often concurrent with bedding; 5 – stratabound U-Mo mineralization disseminated in rock beds – in tuffs, tuffites, sandstones, schists; 6 – stockwork U-Mo mineralization in volcanic rocks (metaandesites to metabasalts) and tuffs; 7 – U-Mo mineralization of minor importance (indications) in beds and faults; 8 – quartz-carbonate veins evolved in the schistosity plain or in steep discontinuities without and with mineralization (only in cross-sections); 9 – terrigenous quartz clasts. Lithology: 12, 13 – violet aleurolites and *fine-grained sandstones*, with laminas and *carbonate concretions (Autunian)*; 21 – light-grey fine-grained quartzose conglomerates; 31 – grey to grey-green, medium to coarse-grained quartzose sandstones, locally with U-Mo mineralization; 33 – violet, green aleurolites, with laminas and carbonate concretions; 41 – green, green-grey sandy and ash tuffs, tuffites, with U-Mo mineralization – main ore body; 43 – dark-green to dark-green-grey basaltic metaandesites, metabasalts, with occurrences of U-Mo mineralization; 45 – violet and green aleurolites, with lamina and carbonate concretions, locally with U-Mo mineralization; 441 – dark-green, green-grey sandy and ash tuffs locally with occurrences of U-Mo mineralization; 443 – grey-green tuffs, with disseminated pyrite mineralization; 445 – violet, grey-violet tuffs and tuffites (Saxonian); 74 – light-grey, light-green, light-violet ash, sandy tuffs and tuffites; 72 – agglomerate (bomb, lapilli) acidic tuffs.

sekvencie vrchných prechodných vrstiev, ktoré boli doteraz známe len v západnej časti územia medzi Palcmanskou Mašou a Novoveskou Hutou (Miháľ et al. in Kobulský et al., 2001).

Na báze vrchných prechodných vrstiev sa nachádza 5 – 20 m mocná vrstva terigénnych aleurolitov fialovej farby s karbonátovými konkréciami a vrstvičkami, miestami zelenej farby s vtrúsenou synsedimentárnou pyritovou mineralizáciou. Táto poloha reprezentuje obdobie prerušenia vulkanickej činnosti a má stratifikačný význam. V tejto sedimentárnej polohe sa lokálne nachádza U-Mo mineralizácia označovaná ako rudná poloha 45, prvýkrát zistená na ložisku vrtom LE-K-29, usporiadaná vo forme lamín a vrstvičiek (Szabó in Bartalský et al., 2011). V nadloží aleurolitov je vyvinutý komplex vrchných prechodných vrstiev s mocnosťou do 200 m, zložený



z dvoch približne rovnako mocných sekvencií s veľkou variabilitou vulkanoklastík.

Spodnú sekvenciu vrchných prechodných vrstiev tvoria tufogénne vrstvy zložené z andezitových tufov. Ich hlavnými znakmi sú v prevahe tmavšie sivozelené farby, značná kompaktnosť väčšinou jemnozrnitých vulkanoklastík a malá segmentácia hornín plochami kliváže. V spodnej časti týchto vrstiev sme zistili obliaky a klasty terigénneho kremeňa s veľkosťou 0,5 – 15 cm v niekoľkých neostro ohraničených vrstvách. Ojedinele sa tu vyskytuje U-Mo mineralizácia, ktorá je často viazaná hlavne na strmé tektonické zóny. Molybdenit tiež tvorí často povlaky – nátery na plochách kliváže v tufoch. V strednej až vrchnej časti vrstiev sa nachádzajú polohy s nepravidelne vtrúsenou synsedimentárnou pyritovou mineralizáciou. Pyrit je tiež sporadicky viazaný aj na okraje kremeňovo-karbonátových žiliek. Vo vrchnej časti sa vyskytujú lapilové, bombové až aglomerátové oligomiktné tufy.

Vrchnú sekvenciu (vrchné tufogénne vrstvy) tvoria väčšinou psamitické sedimenty s rôznym podielom vulkanoklastickej zložky. Typickou je pestrosť farieb hornín s prevahou sivofialovej, často usporiadanej v laminách, ktoré majú primárny, ale aj metamorfný pôvod. V obidvoch sekvenciách je zistený výskyt jemne, rovnobežne laminovaných hornín, o ktorých predpokladáme, že patria do skupiny metasomaticky alterovaných vulkanických hornín (andezit – ryolit), avšak ich zloženie nie je dostatočne preskúmané (Gregorovič, 2013).

Najvrchnejším litostratigrafickým členom v priestore ložiska je grúnsky vulkanicko-sedimentárny komplex s prevahou acidného materiálu. Na jeho báze sme vysledovali 10 – 40 m mocnú vrstvu aglomerátových tufov s lapilovou až bombovou zrnitosťou (0,5 – 18 cm). Jednotlivé klasty v nej majú hrúbku 0,5 – 2 cm ako dôsledok extrémneho tektonického stlačenia. Uvedené aglomeráty považujeme za vodiaci horizont grúnskeho komplexu. Je vysledovaný v dĺžke do 2,5 km. V nadloží aglomerátov sa nachádzajú vrstvy väčšinou jemnozrnitých, svetlých acidných tufov s mocnosťou do 100 m. Zistili sme tu tiež výskyt metasomaticky alterovaných vulkanických hornín (andezit – ryolit), obdobne ako vo vrchných prechodných vrstvách (Gregorovič, 2013), ktoré doteraz v tejto oblasti neboli známe (Novotný in Grecula et al., 2011). Najvrchnejšie časti petrovohorského súvrstvia a celé novoveské súvrstvie je oddenudované.

V tektonických blokoch juhozápadne od ložiskového bloku sú zistené aj bridlice, pieskovce malomuránskych vrstiev (len z geologického mapovania) a neúplné vrstvy novoveského súvrstvia tvoreného prevažne strážanskými vrstvami (bridlice, pieskovce s polohami polymiktných zlepencov). Pri Košickej Belej boli vrtným prieskumom zistené aj bielovodské vrstvy s polohami evaporitov.

Záver

Nová etapa geologického prieskumu od roku 2005 priniesla spresňujúce poznatky o geologickej stavbe ložiska. Geologickým mapovaním a vrtným prieskumom boli doplnené informácie a získané nové znalosti o ložisku.

V litostratigrafii sme vyčlenili spodné prechodné vrstvy a čiernohorské zlepence na báze petrovohorského súvrstvia. V nadloží hlavného telesa intermediárnych až bázických metavulkanitov sa nachádza poloha terigénnych aleurolitov s podielom karbonátov, enklávy andezitových tufov so synsedimentárnym pyritom a andezitových tufov s klastmi terigénneho kremeňa. Za bázu grúnskeho komplexu považujeme horizont lapilových až bombových aglomerátových tufov.

Vrstvová kliváž má opačné sklony v ložiskovom tektonickom bloku (k JZ) oproti súbežnému bloku. Identifikovali sme významné zlomy poklesového charakteru (614 a 645) smeru SZ – JV, so sklonom 20 – 25° k JZ, ktorých poznanie prispelo k pochopeniu štruktúrnej stavby ložiska, čo sa premietlo do tvorby geologických rezov a prejavilo sa pri úspešnom projektovaní prieskumných vrtov. Tieto zlomy sú v nadloží sprevádzané zónami detailne zvrásnených tufogénnych hornín. Priestorovo boli vyčlenené a charakterizované zóny s obsahom U-Mo (uraninit, coffinit, molybdenit) mineralizácie a ich väzby na horninové prostredie (Demko et al., 2011). Ložisko

◀ **Obr. 3.** Litostratigrafická kolónka severogemerického permu v oblasti ložiska Košice I – Kurišková (Szabó a Novotný, 2013). 1 – sadrovec, anhydrit a ich brekcie; 2 – vrstvičky, konkrécie karbonátov; 3 – endostratická brekcia; 4 – klasty terigénneho kremeňa; 5 – bridlice, aleurolity; 6 – bridlice až pieskovce; 7 – jemno- až hrubozrnný drobový a arkózový pieskovec; 8 – jemno- až hrubozrnný kremeňový pieskovec, lokálne až zlepenec; 9 – polymiktný zlepenec – strážanský typ; 10 – tufy, tufity, popolové, pieskové pravdepodobne acidné; 11 – tufy, tufity, pestré (pravdepodobne acidné); 12 – tufy laminované; 13 – andezitové tufy; 14 – tufy, tufity, lapilové, bombové – acidné; 15 – tufy, tufity, lapilové, bombové – bázické (neistého zloženia); 16 – ryolity a dacity; 17 – bazaltoidné metaandezity, metabazalty; 18 – impregnácie synsedimentárneho pyritu; 19 – impregnácie Fe, Cu v rudných polohách; 20 – U-Mo zrudnenie stockverkového typu; 21 – U-Mo zrudnenie žilníkového typu; 22 – stratiformno-tabulárne U-Mo zrudnenie; 23 – Cu-U mineralizácia vtrúsená, stratiformná (slivnický horizont).

Fig. 3. A lithostratigraphic column of the Permian sequences of the North Gemeric zone in the Košice I – Kurišková area (Szabó and Novotný, 2013). 1 – gypsum and anhydrite breccia; 2 – carbonate beds and concretions; 3 – endostratic breccia; 4 – terrigenous quartz clasts; 5 – shales, aleurolites; 6 – shales and sandstones; 7 – fine to coarse-grained greywacke and arkosic sandstone; 8 – fine to coarse-grained quartz sandstone; also conglomerate locally occurs; 9 – polymict conglomerate – Stráže type; 10 – ash, sandy, probably acid tuffs, tuffites; 11 – variegated (probably acid) tuffs, tuffites; 12 – laminated tuffs; 13 – andesitic tuffs; 14 – (lapilli, bomb)-acid tuffs, tuffites; 15 – (lapilli, bomb)-basic tuffs, tuffites of unknown composition; 16 – rhyolites and dacites; 17 – basaltic metaandesites, metabasalts; 18 – synsedimentary pyrite impregnation; 19 – Fe, Cu impregnations in ore bodies; 20 – U-Mo mineralization (stockwork type); 21 – U-Mo mineralization (veinlets type); 22 – stratiform tabular U-Mo mineralization; 23 – disseminated, stratiform Cu-U mineralization (Slivníky horizon). Defined local lithostratigraphic units and non-formal units: 12, 13 – Markušovce sandstones, aleurolites; 21 – Čierna hora conglomerates; 31, 33 – Lower transitional beds (footwall U-Mo ore body); 41 – footwall tuffogenic beds (main U-Mo ore body); 43 – basaltic metaandesites and metabasalts (2nd U-Mo ore body); 45 – terrigene aleurolite bed (45 U-Mo ore body); 441 – Lower tuffogenic beds (3rd U-Mo ore body); 445 – Upper tuffogenic beds; 74 – Grúň volcano-sedimentary complex; 91 – Malý Muráň beds; 101 – Stráže conglomerates; 102, 103 – Stráže beds; 111, 114 – Biela Voda Beds.

Kurišková predstavuje polygenetické endo-/exogénne hydrotermálne ložisko permsko-/paleoalpínskeho veku so zdrojmi U-Mo v permských vulkanicko-sedimentárnych horninách (Kohút et al., 2013). Do hĺbky nie je toto ložisko doskúmané. Najhlbší priesečník hlavnej rudnej polohy je v hĺbke 750 m (vrt 1233). Na základe zhodnotenia zistených znalostí je možné so značnou pravdepodobnosťou predpokladať zistenie ložiska aj v hĺbke o 200 – 250 m väčšej.

References

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

Bartalský, B., Bajtoš, P., Čišovský, J., Chudík, P., Jurík, I., Novotný, L., Sharma, R., Szabó, S. & Tulis, J., 2011: Výpočet zásob ložiska Košice I. U-Mo rudy. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 174 s.*

Demko, R., Ferenc, Š. & Biroň, A., 2011: Syntéza poznatkov mineralogického a petrografického výskumu na ložisku Košice I – Kurišková za roky 2006 – 2010. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Ludovika Energy, s. r. o., 92 s.*

Deere, D. U., 1964: Technical description of rock cores. *Rock Mechanics Engineering Geology, 1, 16 – 22.*

Gazdačko, Ľ., 1994: Polyfázový deformačný vývoj východnej časti stykovej zóny gemerika a veporika. *Miner. Slov., 26, 6, 387 – 398.*

Grecula, P., Kobulský, J., Gazdačko, Ľ., Németh, Z., Hraško, Ľ., Novotný, L., Maglay, J., Pramuka, S., Radvanec, M., Kucharič, Ľ., Bajtoš, P. & Záhorová, Ľ., 2011: Vysvetlivky ku geologickej mape Spišsko-gemerského rudohoria 1 : 50 000. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 308 s.*

Gregorovič, J., 2013: Výsledky mikroskopického štúdia výbrusov z lokality Kurišková. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Ludovika Energy, s. r. o., 45 s.*

Kobulský, J., Gazdačko, Ľ., Grecula, P., Hojnoš, M., Kandrík, M., Kováčik, M., Németh, Z., Pramuka, S., Radvanec, M., Szalaiová, V. & Tréger, M., 2001: Atlas geomáp Spišsko-gemerského rudohoria. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 634 s.*

Kohút, M., Trubač, J., Novotný, L., Ackerman, L., Demko, R., Bartalský, B. & Erban, V., 2013: Geology and Re-Os molybdenite geochronology of the Kurišková U-Mo deposit (Western Carpathians, Slovakia). *J. Geosciences, 58, 271 – 282.*

Mihál, F., Gregorovič, J., Čížek, P. & Géczyová, M., 1996: Záverečná správa o výsledkoch geologicko-prieskumných prác. Názov úlohy: U-Mo rudy – severogemerický perm Jahodná-Myslava (ložisko Košice I.). *Manuskript. Archív URANPRES, s. r. o., Spišská Nová Ves.*

Miháľ, F., Novotný, L. & Pomorský, F., 2001: Mladšie paleozoikum v severnej časti gemerika. *In: Kobulský, J. (ed.) et al.: ZS atlas geomáp Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 38 s.*

Németh, Z., 2005: Paleopiezometry: Tool for differential stresses determination in ductile shear zones of Gemericum, Western Carpathians. *Slovak Geol. Mag., 2, 185 – 193.*

Novotný, L. & Miháľ, F., 1987: Nové litostratigrafické jednotky v krompašskej skupine. *Miner. Slov., 19, 2, 97 – 113.*

Szabó, S., Jurík, I., Novotný, L., Tulis, J., Linsel, D. & Valenčík, M., 2012: Záverečná správa z geologického mapovania ložiska U-Mo rúd Košice I – Kurišková a širšieho okolia. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Ludovika Energy, s. r. o.*

Szabó, S. & Novotný, L., 2013: Litostratigrafická kolonka severogemerického permu v oblasti ložiska Košice I – Kurišková. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Ludovika Energy, s. r. o.*

Novotný, L. & Szabó, S., 2013: Priečny geologický rez ložiskom Košice I – Kurišková. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Ludovika Energy, s. r. o.*

Vozárová, A. & Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in the West Carpathians. *Bratislava, GÚDŠ, 1 – 314.*

Vachtl, J. & Jaroš, J., 1968: Strukturní geologie. *SPN, Praha, 247 s.*

Rukopis doručený 10. 4. 2014
Revidovaná verzia doručená 21. 7. 2014
Rukopis akceptovaný red. radou 8. 10. 2014

New knowledge about geology of the Košice I – Kurišková deposit (Slovakia)

Introduction

The Permian formations of the North Gemeric zone (Figs. 1a, b) are represented by the Krompachy Group as defined by Bajaník (in Bajaník et al., 1981). They consists of the Knola, Petrova hora and Novoveská Huta formations (Fig. 3; Novotný and Miháľ, 1987; Vozárová and Vozár, 1988; Miháľ et al., 1994, in Kobulský et al., 2001). Novotný and Miháľ (1987) divided the Knola Formation into two lithostratigraphic units: the Muráň conglomerates and overlying Markušovce sandstones. The Petrova hora Formation (Bajaník et al., 1981), named after Peter's hill, is located between town of Krompachy and the Štefanská Huta village. The Petrova hora Formation encompasses dominantly the basic, intermediate and acid volcanogenic rocks, as well as variety of terrigenous sediments. These lithological units are not equaly present throughout the course of the formation. The Novoveská Huta Formation (Novotný and Miháľ, 1987) is formed of the Strážanský kopec Beds represented by conglomerates, sandstones and shales, and the Biela Voda Beds represented by evaporites, shales and sandstones. The Košice I – Kurišková deposit is located in the Petrova hora Formation in the Novoveská Huta volcanic complex.

The main occurrences of uranium mineralization in Slovakia are located along the northern margin of Gemericum from Danková (southwest of Stratená village) to Myslava village (near Košice) in almost continuous, 0.2 to 6 km wide and 80 km long belt of Permian rocks. The superficial course of the Permian belt depends on the thickness of rock sequences, tectonic setting and the erosion cut. Permian rocks are locally overlapped by Mesozoic carbonates (Galmus area). In the western part of Gemericum, the Permian belt is in tectonic contact with the Veporic Unit. In the middle part of their course, the Permian sequences are northwardly immersed under the Mesozoic carbonates and Paleogene sediments. Directly in the area of Košice I – Kurišková deposit (Fig. 1), the Permian sequences are overthrusted on the Črmeľ Group, and both are overthrusted on the Veporic Unit.

Methodology and results of exploration

A new stage of geological exploration in the deposit area began in 2005. This exploration resulted in new significant geological findings. The exploration was focused on the detection of the presence of mineralization in the license area; verification of the continuation of previously known ore

structures and detection of new mineralization zones in the deposit surrounding area; verification and categorization of resources; determination of hydrogeological characteristics of the area; verification of old data about geological and tectonic setting of the deposit; and positions and quality of ore bodies in different parts of the deposit.

Since 2005, altogether 137 exploration boreholes were drilled in the deposit area and its surroundings, including hydrogeological and geotechnical boreholes, using a core orientator. Measurements on the core using an orientator were added to measurements of tectonic structures obtained from outcrops and resulted in new data about the inclination of rock strata in tectonic blocks in deposit surroundings. At the same time, geotechnical parameters of rock complexes were measured. The known lithostratigraphy of the deposit was verified and updated, applying new geological mapping and exploration drilling.

Tectonic structure of the deposit

Permian rocks in the Košice I – Kurišková deposit have a typical fold-thrust tectonic setting. In the deposit block, the rock beds demonstrate a strong tectonic overprint. Planar structures are trending NW–SE, and dipping to SW. Tectonic overprint, revealed by macrotectonic observations, has produced a dense cleavage, especially in the Grúň volcano--sedimentary complex. We have also noticed that the cleavage and bedding are almost parallel, representing the "bedding cleavage".

Using detailed surface mapping, several tectonic blocks were allocated. In the parallel tectonic blocks located SW of the deposit block, the cleavage is dipping to the NE, on the contrary with the deposit block (Szabó et al., 2012). We assume that the shear thrust faults reduced each of the rock sequences and re-arranged them into a fan form, which opened up on the surface. The assumption that the steeply erected beds represent the arms of folds has been not yet verified.

The macro- and micro-tectonic observations of the coarse grains in the psammitic volcaniclastics in the hanging-wall Novoveská Huta complex, especially the quartz exoclasts, have revealed an expressive rotation of these clasts, forming the mantled porphyroclasts. The flow cleavage, according to Ažgirej's (1956) classification (in Vachtl and Jaroš, 1968) is observed mainly in the fine parallel laminated clastics rocks, segmented according to the lamination planes by micro, or even macro-slips into lithons. Plastic deformation and microshears considerably contributed to overall deformation of the sequence. Clasts in lapilli and bomb tuffs of the Grúň complex are without exception extremely compressed and flattened, including basic tuffogenic material. The XY plane of the clasts is 3–10 times larger than the thickness of the clasts (XZ plane), depending on their lithological type. Strong flattening of spherical objects in the Eastern contact zone of Gemericum with Veporicum due to Alpine ductile deformation was revealed by the pebble deformation analysis already by Gazdačko (1994).

The extent and degree of tectonic overprint is exceptional in the hanging-wall volcaniclastics – the lapili to bomb agglomerates of the Grúň volcano-sedimentary complex. In the 5–50 m thick subhorizontal zones, predominantly the acid tuffs are folded into a dense system of macro to micro folds with axial planes of folds dipping 5–25° towards SW. We are attributing these strongly deformed zones to the evolution of subhorizontal to moderately inclined faults dipping 20–25° to SW (marked as 614 and 645 in the deposit; Fig. 2).

The oldest faults in the deposit are represented with the longitudinal shear-thrust faults, dividing tectonic blocks in NW–SE direction. These faults we relate to overthrusting of Gemericum on the Veporicum as a result of an Alpine collision in the AD_1 phase (Németh, 2005). In described territory, this group of faults encompasses also the NE-vergent Alpine overthrusts of the Lower Paleozoic Rakovec zone on Permian sequences of the Krompachy Group, as well as Permian Krompachy Group on Carboniferous Črmeľ Group.

The subhorizontal fault 614 dipping 20° to SW belongs into the category of younger faults, causing the decrease (sliding) of overlying sequences to SW by 20–100 m (Fig. 2; Novotný in Bartalský et al., 2011). In its overlier, also next parallel faults were found in the deposit. Fault 645 dipping 25° to SW is closely related to the deposit itself (Szabó in Bartalský et al., 2011). As a hanging-wall border, this fault delimits the U-Mo ore body, marked with code 45. These faults relate to the extensional normal faulting in the post-collisional AD_2 unroofing phase (Németh, 2005). The deposit is also significantly destroyed by the system of younger lateral normal and thrust faults of the W–E and NE–SW directions. These faults, steeply dipping north, are affiliated with the AD_3 phase (Németh, l. c.). They divide the NW–SE trending lithological strips, and by this way they form the block structure of the deposit. Other, the NW–SE trending strike-slip faults of the AD_3 phase, usually represent reactivated AD_1 overthrust planes.

The destruction of rocks in the deposit, recorded in boreholes, examining the geotechnical properties of rock complexes, is more complex. An influence of tectonic zones can be monitored on geotechnical parameters of rocks (*Fracturing of the Drill Core RQD Parameter*, Deere, 1964). We can state that inside the deposit, where the higher concentration of ore occurs, the lower percentages of RQD are recorded than in the metavolcanic body on the margins of the deposit. Average RQD values are 25–40 % for metavolcanic body in the centre of the deposit (e.g. the LE-K-74) and 60–80 % at the margin of deposit (e.g. LE-K-67). Fracturing, causing the higher joint permeability, may have a direct relation with the mineralization process.

Lithostratigraphy in the deposit

The deposit area is built of rocks of the upper part of Knola Formation (Markušovce sandstones) and almost of the entire Petrova hora Formation (Figs. 2 and 3). The Muráň basal conglomerates of the Knola Formation were not detected in the deposit area and its surrounding. These could have been tectonically reduced or are primarily missing. The immediate footwall of the main ore body of the deposit is represented with the Markušovce sandstones, which consist of violet aleurolites and sandstones with fragments and beds of Fe carbonates, with positions of fine to medium-grained light to dark-green sandstones. In these aleurolites and sandstones we sporadically found the limonitized and hematitized fine--grained schists and sandstones with Cu-U mineralization, which belong to Slivníky horizon (Szabó et al., 2012). Slivníky horizon was first described in Slivníky locality, Markušovská dolina valley and SW from the Veľká Knola hill (Novotný and Miháľ, 1987).

Violet aleurolites and sandstones continuously but quickly pass into the fine-grained light to grey-green tuffs up to tuffites, in which the main U-Mo ore body is developed. Mineralization is regularly and irregularly disseminated in tuffs, often parallel with lamination. It forms continuous interbed, rarely two interbeds, being separated by nonmineralized one. These tuffs belong to the Petrova hora Formation, which begins at the base with the Čierna hora conglomerates, firstly described south of the Stratená village. Their first occurrence in the deposit was found in the borehole LH-K-10A (Fig. 2) and in other three boreholes having the thickness 0.3–0.7 m (Szabó in Bartalský et al., 2011). The conglomerates are fine-grained, oligomict,

grey in colour, containing pebbles of quartz, quartzite, as well as quartzy sandstone. Their occurrence at the Kurišková deposit is important for the areal correlation, on the surface in the deposit they are sporadic, but they can be seen from the Vodná Baňa Cu deposit towards the Kamenný hrb locality in the evolution of small lenticular bodies of several meters in length.

In the overlier of the Čierna hora conglomerates, thin interbeds of fine to coarse-grained light-green to grey-green sandstones and interbeds of fine-grained light-green to violet schists locally occur. We mark them as the Lower transitional beds (Fig. 3). The Lower transitional beds are due to their uneven area distribution defined only as an informal unit (Novotný and Mihál, 1987). These beds are locally mineralized in the footwall position of the U-Mo ore body, as well as locally hematitized. The mineralization in rocks has a similar texture to one in main ore body. In the area, where the Čierna hora conglomerates or Lower transitional beds are not evolved, violet aleurolites (Markušovce sandstones) pass through directly into the fine-grained light to grey-green footwall tuffs to tuffites of the main ore body.

The hanging-wall body of metavolcanites is formed of the grey to grey-green basaltoid metaandesites to metabasalts, locally metadacites (Gregorovič in Mihál' et al., 1996), which are significantly criss-crossed by several generations of multidirectionally oriented quartz-carbonate veinlets. In the body of these metavolcanites a local U-Mo stockwork mineralization occurs, marked as second ore body associated mainly with the margin/border of already mentioned quartz--carbonate veinlets, which often occur together with hematite.

In a several meters thick bed of tuffs, forming overlier of metavolcanites, U-Mo stockwork mineralization locally occurs (third ore body), being similar to that in metavolcanites. This bed forms roof of the Novoveská Huta volcano-sedimentary complex. Next it is found in the upper transitional beds, which were previously known to be present only in the western part of the area between Palcmanská Maša and Novoveská Huta (Mihál' et al. in Kobulský et al., 2001). Their base is developed of 5–20 m thick bed of purple terrigene aleurolites with carbonate concretions and small green beds with disseminated synsedimentary pyrite mineralization. This position represents a period of interruption of volcanic activity and has an important significance in stratification. In this sedimentary bed the U-Mo mineralization locally occurs marked as "ore body 45". This ore body was for the first time observed in borehole LE-K-29 (Szabó in Bartalský et al., 2011).

In the hanging-wall of aleurolites, a complex of Upper transitional beds, being up to 200 m thick and composed of two approximately equally thick sequences with large variability of volcaniclastics, is developed.

The lower sequence consists of lower tuffogene beds which are composed of andesitic tuffs. Their main features are the predominantly darker grey-green colour, the considerable compactness of the fine-grained volcaniclastics, and the small segmentation of rocks on cleavage surfaces. In the lower part of these beds, in this strata level the pebbles and clasts of terrigene quartz of 0.5–15 cm size occur in several indistinct thin beds. Rare occurrence of U-Mo mineralization is often conected with the steep tectonic dislocations. Molybdenum also occurs as a film and rim on cleavage planes in tuffs. In the middle to the top part of these beds, positions with irregular impregnated synsedimentary pyrite mineralization occur. Pyrite is also bound sporadically to the edges of quartz-carbonate veins. In the upper part, lapilli, bomb to agglomerate oligomict tuffs occur.

In the upper sequence, the upper tuffogene beds are mostly formed by psammitic sediments with different ratios of volcaniclastic component. A variety of rock colours with a grey-violet predominance, often arranged in laminae, are of primary, as well as of metamorphic origin. In both sequences, the occurrence of fine, parallelly laminated rocks were detected, which we assume to belong to the group of metasomatically altered volcanic rocks (andesite – rhyolite), but their composition is not sufficiently explored (Gregorovič, 2013).

The uppermost lithostratigraphic unit in the deposit area is represented with the Grúň volcano-sedimentary complex with predominating acidic material. On its base, a 10–40 m thick bed of agglomerate tuffs, with lapilli to bomb tuffs of 0.5 to 18 cm size, was traced. Individual clasts have a thickness only of 0.5–2 cm as a result of extreme tectonic shortening. We consider already mentioned agglomerates as a guiding horizon of the Grúň complex. It is approximatelly 2.5 km long. In the hanging-wall of agglomerates beds, mostly fine-grained, light acid tuffs thick up to 100 m occur. Also occurrences of metasomatic alterated volcanic rocks (andesite – rhyolite) were found here (Gregorovič, 2013), which in this area were not known until now (Novotný in Grecula et al., 2011). The uppermost parts of the complex are exposed.

In the southwest of the deposit, an incomplete beds of the Novoveská Huta Formation occur, being formed mainly with the Strážanský kopec Beds (sandstones with interbeds of polymict conglomerates). Close to the Košická Belá village also the Biela Voda Beds with evaporites were found.

Conclusion

Since 2005, a new stage of geological exploration, based on geological mapping and exploration drilling, has brought additional knowledge about the geological setting of the Kurišková U-Mo deposit.

Concerning lithostratigraphy, the Lower transitional beds and the Čierna hora conglomerates as the base of the Petrova hora Formation were defined during our recent exploration. In the hanging-wall of the main body of intermediate to basic metavolcanites, the terrigene aleurolites were determined, containing carbonates. Here we found enclaves of andesite tuffs with synsedimentary pyrite and andesite tuffs with clasts of terrigene quartz. A significant horizon of lapilli to bomb agglomerate tuffs, which can be considered as a base of the Grúň complex, was also verified.

We described the "bedding cleavage" and different inclinations of beds in the tectonic block of the deposit (towards SW), contrasting with that in the parallel block. Significant normal faults (faults 614 and 645) trending NW–SE were identified, having an inclination of 20–25° towards the SW. This knowledge contributed to understanding of the structure of the deposit, which-in-turn led to constructing geological cross--sections, as well as successful exploration boreholes. These faults are in the hanging-wall, where they are accompanied with the zones of tuffogene rocks with a micro-scale folding. We have defined and characterized zones with U-Mo mineralization content (uraninite, coffinite, molybdenum), and their connection to a rock environment (Demko et al., 2011). The Kurišková U-Mo deposit represents a polygenic endo/exogenous hydrothermal deposit of the Permian/Paleo-Alpine age, with metals sourced in Permian volcano-sedimentary rocks (Kohút et al., 2013).

This deposit has not been explored to the depth yet. The deepest borehole intersection of the main ore body is at a depth of 750 m (borehole 1233). Based on our evaluation, it is possible to assume with considerable confidence the existence of the deposit also 200–250 m deeper.

Mineralia Slovaca, 46 (2014), 69 – 80
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Stanovenie rizika kontaminácie krajiny ťažkými kovmi v oblasti haldových polí Podlipa a Reiner na opustenom Cu-ložisku Ľubietová

JOZEF KRNÁČ[1], PETER ANDRÁŠ[1] a PETER BLIŠŤAN[2]

[1]Fakulta prírodných vied, Univerzita Mateja Bela, Tajovského 40, 974 01 Banská Bystrica;
krnac.jozo@gmail.com; andras@savbb.sk
[2]Ústav geodézie, kartografie a geografických informačných systémov, Fakulta BERG
Technickej univerzity v Košiciach, Park Komenského 19, 040 01 Košice;
peter.blistan@tuke.sk

Risk estimation of heavy metal contamination in the surrounding of Podlipa and Reiner dump-fields at abandoned Cu-deposit Ľubietová (Slovakia)

A digital model of the landscape has a great importance for the risk estimation of heavy metal contamination in the mining country. The terrain inclination and bending, the surface water runoff, potential and actual erosion, etc., have a principal influence on the water percolation through the dump-field technogenous sediments and heavy metal contamination spreading. Modelling of these indicators enable to state the risk of the country contamination as well as to find the best solutions for the country remediation. The results obtained at the Ľubietová deposit (area of Podlipa and Reiner dump-fields) show that the terrain beneath the dumps is endangered by erosion and the heavy metal pollution contamination; much more at Podlipa area and only in a limited extent in the surrounding of the Reiner dump-field area.

Key words: country contamination, heavy metals, erosion, water flow, risk GIS-visualization

Úvod

Oblasť Ľubietovej historicky patrí k najvýznamnejším a najrozsiahlejším medenorudným revírom Slovenskej republiky (obr. 1). Podľa archeologických nálezov sa tu meď získavala už v dobe bronzovej (Koděra et al., 1990). Hydrotermálna medená mineralizácia v oblasti Ľubietovej je vyvinutá na troch ložiskách: Podlipa a Reiner (obr. 2) na východnom okraji obce, Svätodušná a Kolba v závere doliny Peklo (obr. 2), asi 5 km východne od obce, kde má okrem medi a železa výraznejšie zastúpenie aj Co, Ni a Ag.

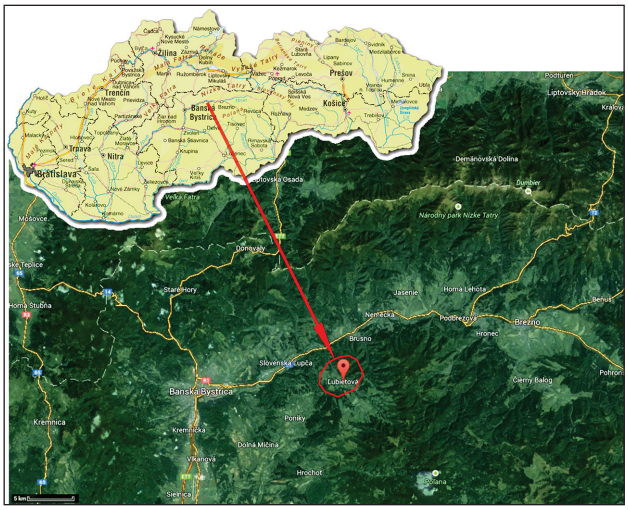
Ložisko medených rúd v Ľubietovej je žilníkovo-impregnačného typu permského veku. Vrchná zóna ložiska bola postihnutá oxidačnými procesmi, vďaka ktorým vznikla zaujímavá sukcesia sekundárnych minerálov tvoriacich povlaky a kôry prevažne zelenej farby. Ich farebná nápadnosť bola pravdepodobne dôvodom ich objavenia a následnej ťažby rúd už v dobe bronzovej.

Intenzívna ťažba rúd a následné haldovanie hlušiny v blízkosti banských diel spôsobili kontamináciu pôdy a horninového prostredia toxickými (ťažkými) kovmi Cu, As a Sb. Cieľom toho príspevku je prezentovať výsledky výskumu zameraného na stanovenie rizika kontaminácie krajiny ťažkými kovmi v oblasti haldových polí Podlipa (obr. 3) a Reiner (obr. 4). Pri riešení výskumnej úlohy boli v maximálnej miere využívané nástroje GIS. Cieľom bolo prezentovať možnosti GIS pri riešení takýchto typov úloh, a to počnúc spracovaním priestorových údajov, ich následnou analýzou nástrojmi GIS, analýzou ich priestorových vzťahov až po vizualizáciu výsledkov v podobe syntetických máp a 3 D modelov.

Popis záujmovej lokality

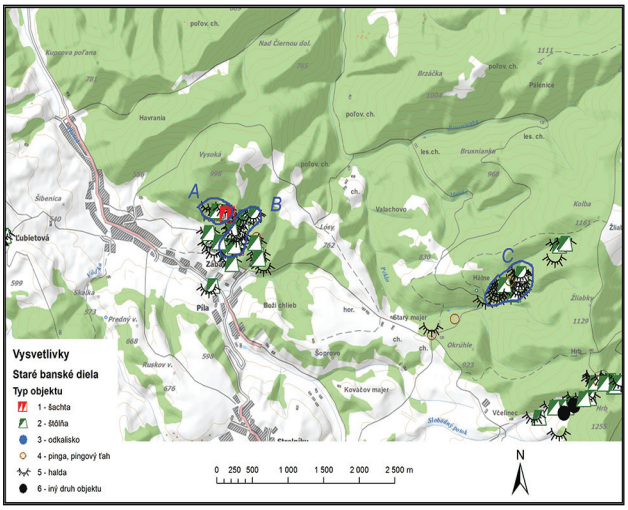
Najvýznamnejšie ložisko Podlipa leží asi 1 km východne od stredu obce Ľubietová, na južnom svahu kóty Vysoká (995,5 m) v Zelenej doline (obr. 2). Je situované v prostredí hornín terigénneho permu ľubietovského kryštalinika, ktorý pozostáva z drobových a arkózových bridlíc a zlepencov v blízkosti styku s granitoidnými horninami spodného permu. Horniny sú intenzívne dynamicky metamorfované (Bergfest, 1951; Koděra et al., 1990). Rudná mineralizácia je zastúpená prevažne chalkopyritom, pyritom, hematitom, Ag-tetraedritom a arzenopyritom (Zahradníková, 2007), nerudné minerály reprezentujú kremeň a karbonáty. Ložisko bolo rozfárané 18 štôlňami. Obsah Cu sa pohyboval od 4 do 10 %, výnimočne až do 22 %, a obsah Ag bol 70 g · t^{-1}. Bergfest (1951) uvádza aj výskyt zlata. Rudné telesá boli ťažené najmä v 15. a 16. storočí, ale aj neskôr v 17. a 18. storočí. Ťažba sa ukončila v polovici 19. storočia (Ilavský et al., 1994). Na ložisku sa vyťažilo v priebehu 500 rokov približne 25 tisíc ton medi. Súčasné zásoby sa odhadujú na ďalších 25 tisíc ton (Bergfest, 1951).

Z hľadiska environmentálneho rizika sú v študovanej lokalite podľa Andráša et al. (2010) najdôležitejšími toxickými kovmi Cu, As a Sb, ktoré predstavujú vážne nebezpečenstvo v dôsledku vysokotoxickej povahy svojich zlúčenín. Väčšina Cu v oblasti Ľubietovej pochádza



Obr. 1. Lokalizácia záujmového územia Ľubietová.

Fig. 1. Location of the studied area of Ľubietová.



Obr. 2. Lokalizácia ložísk. A – Podlipa; B – Reiner; C – Svätodušná.

Fig. 2. Location of mineral deposits. A – Podlipa; B – Reiner; C – Svätodušná.

Obr. 3. Podlipa – halda štôlne Mária Empfängnis.

Fig. 3. The Podlipa – dump-field of Mária Empfängnis adit.

z chalkopyritu ($CuFeS_2$) a prevažná časť As a Sb z tetraedritu [$(Cu,Fe,Ag,Zn)_{12}Sb_4S_{13}$]. Intenzívna banská činnosť spôsobila odkrytie geologických štruktúr (ložiskových telies), čo prispelo k urýchleniu procesu zvetrávania a tým k rýchlejšiemu uvoľňovaniu ťažkých kovov do okolitého horninového prostredia, pôdy a podzemnej vody.

Procesy zvetrávania vysokoreaktívnych minerálov v prevažne kyslom horninovom prostredí mobilizujú ťažké kovy a početné ďalšie prvky, čím kontaminujú zložky prírodného prostredia. Pokles pH v technogénnych sedimentoch haldových polí Cu ložiska Ľubietová spôsobuje uvoľnenie ťažkých kovov z tuhej fázy, kde sa nachádzajú vo forme ťažšie rozpustných minerálov alebo v sorpčnom komplexe, do podzemnej a povrchovej vody (Andráš et al., 2010). Následne dochádza v supergénnych podmienkach k vzniku pestrej škály sekundárnych minerálov medi. Tieto minerálne fázy vznikali predovšetkým v procese precipitácie z roztokov cirkulujúcich v technogénnych sedimentoch a pôdach, ale aj v dôsledku oxidácie primárnych minerálov.

Obr. 4. Haldové pole Reiner – zavalené ústie štôlne.

Fig. 4. The Reiner dump-field – collapsed adit collar.

Ich vznik kontroluje a spomaľuje migráciu ťažkých kovov, čo je dôsledkom ich stability v povrchových podmienkach (Ashley et al., 2003).

Metodika

Na účely komplexného posúdenia súčasného stavu kontaminácie krajiny, ako aj na účely analýzy predpokladaného šírenia kontaminácie v rámci študovaného územia boli v procese spracovania dát aplikované nástroje GIS. Výskum v tejto lokalite bol zameraný na oblasť hydrológie a erózneho modelovania s možnosťou využitia nástrojov GIS pre hydrologické

výpočty. Na účely výskumu boli v priestore haldových depónií (obr. 5) realizované terénne merania a vykonaný zber dokumentačného materiálu. Haldové depónie boli na účely výskumu rozsegmentované na rovnocenné – homogénne plochy. Vzorky z jednotlivých háld boli odobraté v štvorcovej sieti 10 x 10 m tak, aby každá vzorka (s hmotnosťou cca 1 000 g) reprezentovala v bode odberu profil do hĺbky 30 cm. Pri samotnom vzorkovaní bola odobratá len tá časť sedimentov (pôdneho profilu), ktorej veľkosť úlomkov nepresahovala 1,5 cm, pretože táto jemnozrnná časť sedimentov predstavuje ich najreaktívnejšiu časť (väčšie úlomky hornín a balvany majú relatívne malý reakčný povrch a z hľadiska uvoľňovania ťažkých kovov do okolitého prostredia tak nepredstavujú výraznejšie riziko).

Na základe laboratórnych výsledkov boli z bodovej siete ***vygenerované mapy predpokladanej kontaminácie*** vody a pôdy ťažkými prvkami. Tieto mapy boli pre potreby ďalšieho spracovania rasterizované (Blišťan a Rapant, 2013), pričom veľkosť bunky rastra bola zvolená na 0,5 x 0,5 m. Pri interpolácii dát (Blišťan, 2012; Blišťan a Rapant, 2013) bola použitá metóda regularizovaných splinov s tenziou – RST.

Pri tvorbe ***digitálneho modelu terénu*** boli využité vrstevnice zdigitalizované z topografických máp a doplnené o podrobné výškové body, ako aj terénne hrany zdokumentované v teréne počas zberu dát. Digitálny model terénu bol vytvorený za pomoci nástrojov GIS využitím interpolačnej metódy RST s vopred definovanou štruktúrou váh (v zmysle práce Netelera a Mitasovej, 2002).

Modelovanie povrchového odtoku vody nástrojmi GIS bolo realizované na základe princípov opísaných v práci Gertisa et al. (1990). V procese modelovania povrchového odtoku sa vychádza z údajov o odtoku vody po povrchu georeliéfu, až kým odtekajúca vodná masa nedosiahne vodný tok (koryto). Povrchový odtok vody spôsobuje rôzne typy vodnej erózie (napr. plošnú, výmoľovú) pôdy a tým aj šírenie kontaminantov vo vode a pôde. Povrchový odtok vody nastáva pri exfiltrácii – ak intenzita zrážok prekročí intenzitu infiltrácie (Moore a Foster, 1990). Samotné povrchové tečenie je priestorovo a časovo variabilné a závisí od vlastností pôdy, vegetácie a reliéfu (vrátane bariér). Pri našom výskume bolo povrchové tečenie modelované v prostredí GIS GRASS za pomoci modulu „r.flow" (Lepeška, 2008).

Model potenciálnej erózie bol taktiež generovaný nástrojmi GIS GRASS (WATEM/SEDEM), a to využitím empirických modelov založených na báze identifikácie štatisticky významných vzťahov medzi premennými (Van Oost et al., 2000; Van Rompaey et al., 2002; Wischmeier a Smith, 1965).

Pri ***modelovaní šírenia kontaminácie*** boli využité poznatky o morfometrických ukazovateľoch reliéfu a o odtokových a eróznych procesoch. Modelovanie bolo realizované v zmysle nasledujúcich prác – Bear (1988), Zachar (1960), Brown (2003), Bedrna (2002), Fojt a Krečmer (1975), Miklós (1993), Moore a Foster (1990), Mitášová a Mitáš (2000), Kulla (2006), Heymann et al. (2001), Feranec a Oťaheľ (2001, 2008), Wischmeir a Smith (1978), Van Oost et al. (2000), Van Rompaey et al. (2002).

Spracovanie údajov a výsledky výskumu

Spracovanie údajov z terénneho výskumu

Hodnotenie kontaminácie sedimentov stopovými prvkami v záujmovej lokalite bolo popisované aj v starších prácach autorov tohto príspevku, konkrétne v rámci práce *The heavy metal sorption on clay minerals and risk of the AMD formation at the Reiner and Podlipa dump-fields at Ľubietová deposit (Slovakia)* – Andráš et al. (2009). Týmto výskumom sa potvrdilo, že kontaminácia je značne nerovnomerná a na odhalenie zákonitostí jej priestorového vývoja je potrebný ďalší terénny výskum. Bolo preukázané, že distribúcia jednotlivých stopových prvkov je odrazom ich primárnej koncentrácie v jednotlivých častiach haldového poľa, ako aj ich geochemickej charakteristiky, kde na prvom mieste vystupuje schopnosť migrácie. Priestorová distribúcia jednotlivých prvkov – Cu, Fe, Pb, As v oblasti haldových polí na lokalite Ľubietová-Podlipa je prezentovaná na obr. 5.

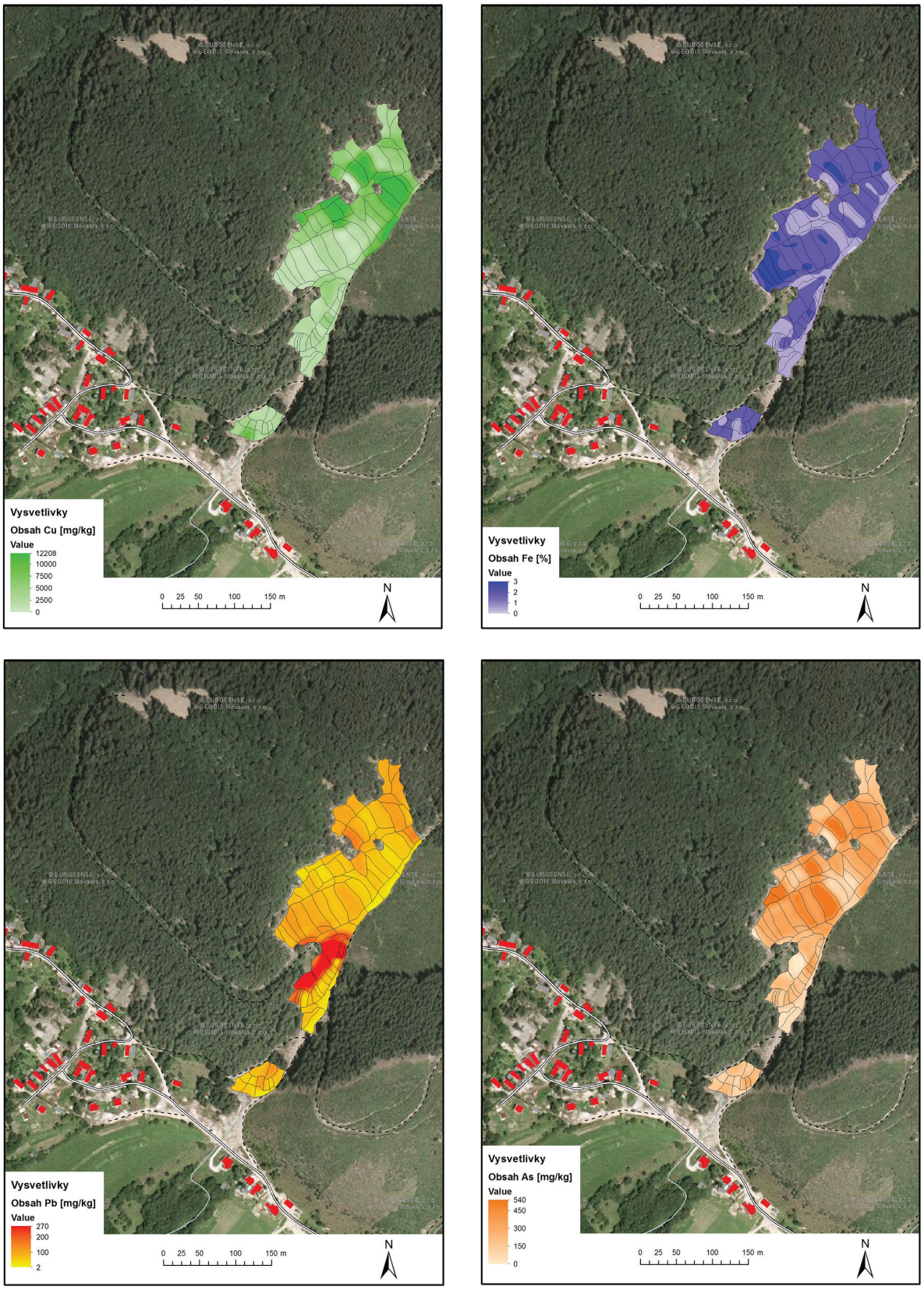
Okrem uvedených prvkov je tu pozorovaný aj zvýšený obsah U a Th. Pôvod zvýšeného obsahu U (jednotky $mg \cdot kg^{-1}$) a Th (jednotky až desiatky $mg \cdot kg^{-1}$) v referenčnej ploche možno vidieť v permských horninách, ktoré sú typické zvýšeným obsahom rádioaktívnych prvkov. Vo vodnom výluhu stanovené pH sedimentov kolíše v rozmedzí 4,21 a 7,93. Rozmedzie hodnôt pH sedimentov stanovené vo výluhu roztoku KCl kolíše od 4,00 po 7,3.

Zmena pH a Eh v technogénnych sedimentoch spôsobuje uvoľnenie ťažkých kovov z tuhej fázy, kde sa nachádzajú vo forme ťažšie rozpustných primárnych i sekundárnych minerálov, alebo v sorpčnom komplexe. Ťažké kovy sú takto postupne uvoľňované do podzemnej a povrchovej vody, ale aj do horninového prostredia. Ich mobilitu v roztokoch a komplexných zlúčeninách dokazuje aj vznik početných sekundárnych minerálov: karbonátov, fosforečnanov, síranov a oxidov (obr. 6 – 8).

Hydrológia skúmaného územia je významne ovplyvňovaná Hutným potokom, pretekajúcim obcou Ľubietová, a bezmenným horským potôčikom, drénujúcim dno údolia Zelenej doliny. Tento potok preteká popod haldové pole Podlipa, odkiaľ odvádza povrchový odtok vznikajúci pri intenzívnej zrážkovej činnosti. Obidva vodné toky sú kontaminované ťažkými kovmi, ktoré sa uvoľňujú z technogénnych sedimentov háld.

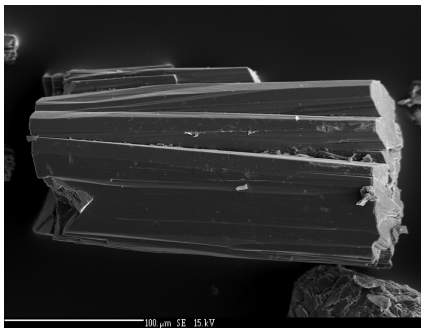
pH povrchovej vody (vrátane drenážnej vody) v lokalite Podlipa kolíše vo všeobecnosti okolo neutrálnej hodnoty (pH 6,1 – 7,5), kým voda z oblasti Kolby a Svätodušnej sa vyznačuje neutrálnym, resp. mierne alkalickým charakterom s pH hodnotami v rozsahu od 7,0 (len v jednom prípade 6,4) do 7,7. pH vody nebolo ani v jednej zo skúmaných lokalít ovplyvnené sezónnymi zmenami (obdobie častých zrážok vs. obdobie sucha – obr. 9).

Porovnanie hodnôt koncentrácie prvkov v povrchovej vode zo študovaných lokalít s odporúčanými hodnotami v zmysle nariadenia vlády SR č. 296/2005 Z. z. potvrdilo prekročenie limitných hodnôt Cu (odporúčaná hodnota $20\ \mu g \cdot l^{-1}$) a As (odporúčaná hodnota je $30\ \mu g \cdot l^{-1}$). Hodnota pre Sb v zbierke zákonov nie je uvedená.



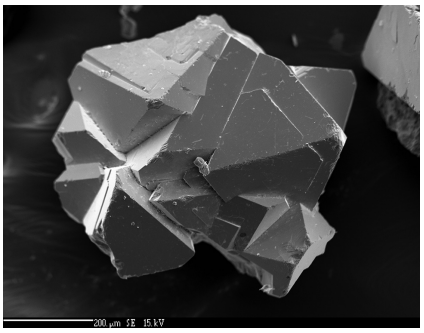
Obr. 5. Priestorová distribúcia Cu, Fe, Pb, As v lokalite Ľubietová-Podlipa.

Fig. 5. Cu, Fe, Pb and As distribution in the Ľubietová-Podlipa locality.



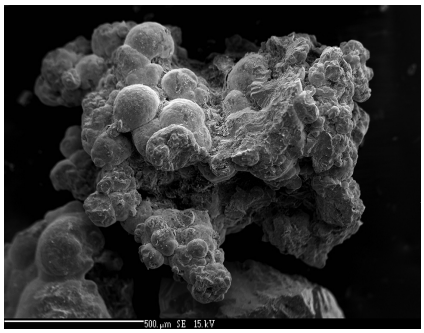
Obr. 6. Neidentifikovaný Cu-oxidický minerál z haldového poľa Podlipa.

Fig. 6. Not identified Cu-oxidic mineral from the Podlipa dump-field.



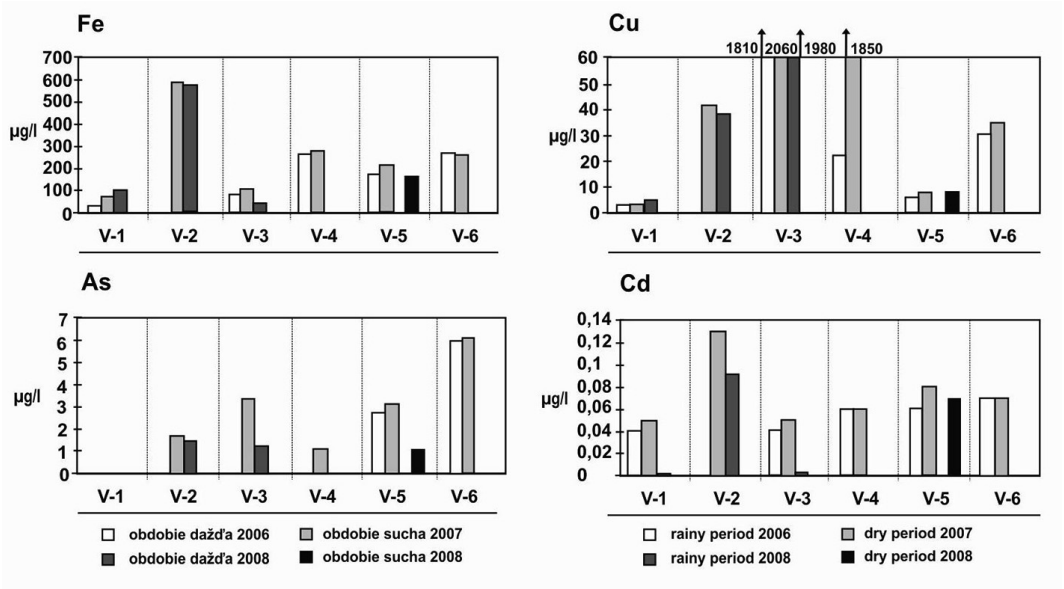
Obr. 7. Euchroit z haldového poľa Reiner.

Fig. 7. Euchroite from the Reiner dump-field.



Obr. 8. Malachit z haldového poľa Podlipa.

Fig. 8. Malachite from the Podlipa dump-field.



Obr. 9. Porovnanie koncentrácie Fe, Cu, As a Cd v povrchovej a drenážnej vode v lokalite Ľubietová-Podlipa v suchom a daždivom období rokov 2006 – 2008.

Fig. 9. Comparison of Fe, Cu, As and Cd concentrations in the surface and drainage water in the Ľubietová-Podlipa locality in dry and rainy period during 2006–2008.

Koncentrácia jednotlivých sledovaných prvkov je v období sucha vo všeobecnosti asi o tretinu vyššia ako v období dažďov (obr. 9). Významnejšia kontaminácia podzemnej vody ťažkými kovmi sa nepotvrdila.

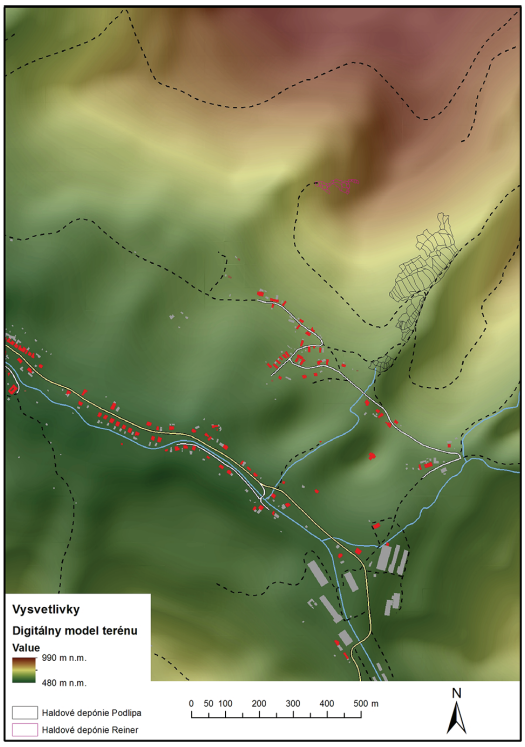
Tvorba digitálneho modelu reliéfu a jeho morfometrické analýzy

Digitálny model reliéfu (obr. 10) predstavuje množinu priestorovo lokalizovaných údajov charakterizujúcich geometrické vlastnosti reliéfu krajiny (t. j. nadmorskú výšku a ďalšie morfometrické ukazovatele – sklon, orientáciu, krivosť reliéfu a pod.). Bol vytvorený priestorovou interpoláciou zo vstupných geopriestorových údajov (vrstevnice, výškové body, terénne hrany, údolnice, spádnice). Je základným podkladom pre vizualizáciu všetkých ďalších výsledkov výskumu prezentovaných v tomto príspevku.

Sklonitosť terénu (obr. 11) je najdôležitejší ukazovateľ pre hodnotenie rýchlosti povrchového odtoku a tým aj množstva vody odtekajúcej z územia, ako aj množstva materiálu, ktorý táto vodná masa transportuje po povrchu reliéfu.

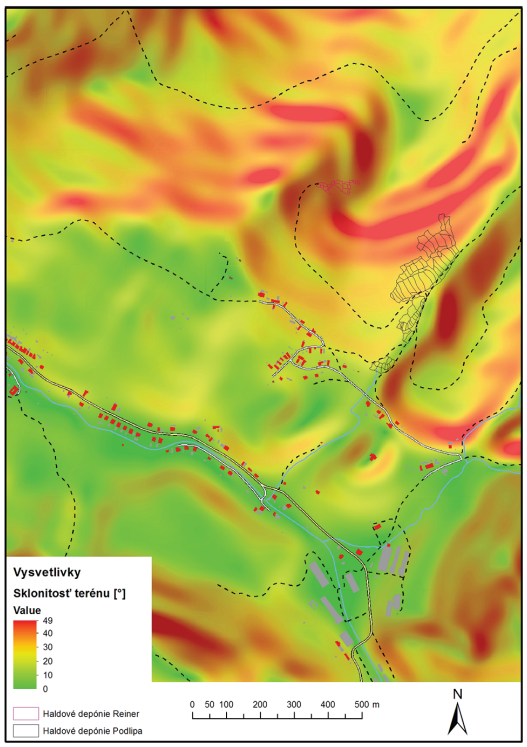
Horizontálna krivosť je charakterizovaná zakrivením vrstevníc. Prvým krokom pri tvorbe tejto analýzy je určenie polohy chrbtov a dolín, vrcholov a depresií, oproti ktorým sa potom podľa priebehu a zakrivenia vrstevníc priradia konvexné svahy (chrbty, rázsochy), konkávne svahy (doliny, úvaliny, brázdy), prípadne nezakrivené svahy.

Normálová krivosť terénu je rozhodujúcim ukazovateľom pre určenie tendencie pohybu vody a materiálu po svahu (zrýchľovanie, spomaľovanie). Model prezentovaný



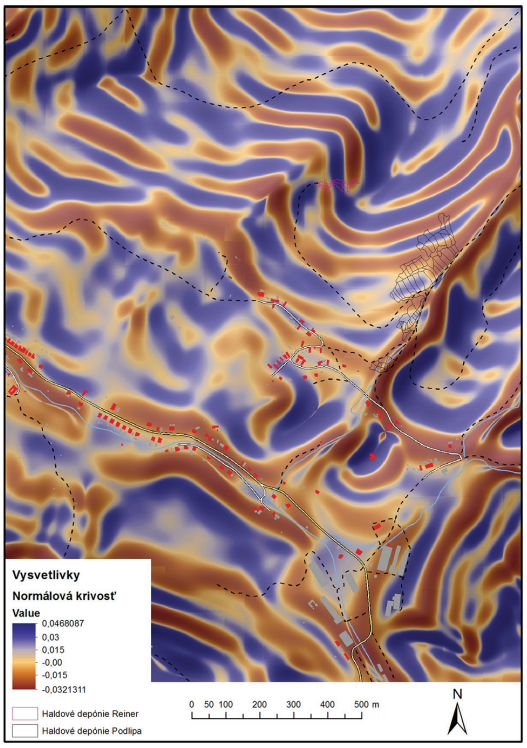
Obr. 10. Digitálny model reliéfu v oblasti haldových polí Podlipa a Reiner.

Fig. 10. Digital model of the Podlipa and Reiner dump-fields.



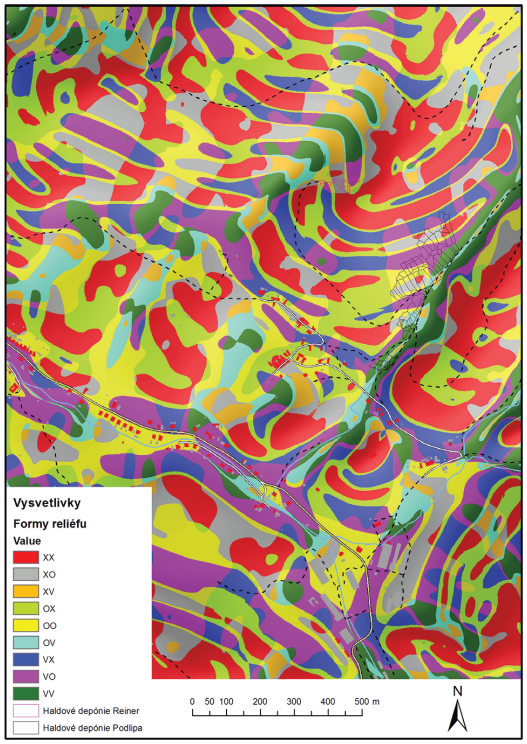
Obr. 11. Sklonitosť územia v oblasti haldových polí Podlipa a Reiner.

Fig. 11. Inclination of Podlipa and Reiner model territories.



Obr. 12. Normálová krivosť reliéfu modelového územia Podlipa a Reiner.

Fig. 12. Reference relief flexion of Podlipa and Reiner model territories.



Obr. 13. Formy reliéfu modelového územia Podlipa a Reiner.

Fig. 13. Relief forms of the Podlipa and Reiner model territories.

na obr. 12 predstavuje zakrivenie spádových kriviek. Odráža tendenciu zmien vzdialeností medzi vrstevnicami Δ1 na spádových krivkách, pričom postupne sa zväčšujúce vzdialenosti znamenajú konkávne svahy, zmenšujúce sa Δ1 konvexné svahy a rovnaké Δ1 vyrovnané svahy. Hranice medzi zakriveniami na každej spádnici predstavujú inflexné body v miestach zmeny tendencie zmien Δ1. Inflexné body sa spájajú v miestach zmeny a tým vyčleňujú areály s rôznym zakrivením.

Formy reliéfu (obr. 13) odrážajú potenciálnu energiu georeliéfu – vlastnosť urýchľovať, vyrovnávať alebo spomaľovať tok látok po svahu. Formy georeliéfu možno potom opísať ako dvojice, kde ich vzájomná hodnota vyjadruje:

XX – koncentrovanie materiálu a zrýchľovanie jeho pohybu,

XV – koncentrovanie materiálu a spomaľovanie jeho pohybu,

X0 – koncentrovanie materiálu pri jeho žiadnom pohybe,

VX – rozptyľovanie materiálu a zrýchľovanie jeho pohybu po svahu,

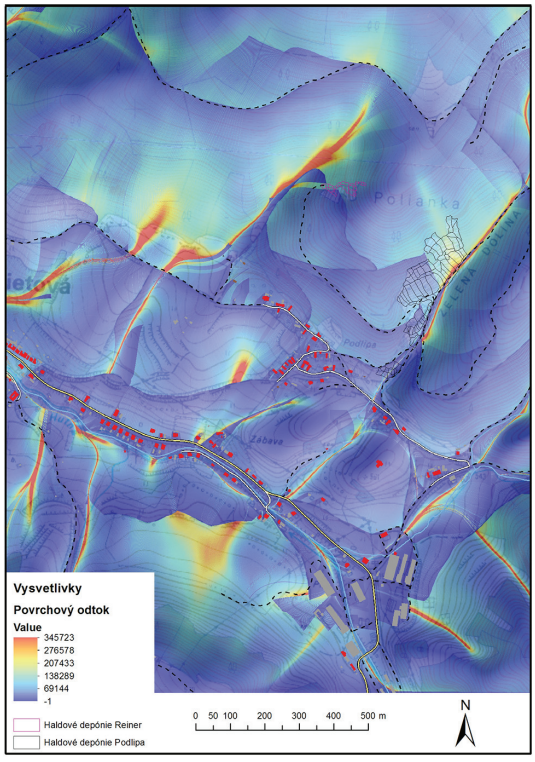
V0 – rozptyľovanie materiálu a spomaľovanie jeho pohybu,

VV – rozptyľovanie materiálu pri jeho žiadnom pohybe,

0X – zrýchľovanie pohybu materiálu po svahu,

0V – spomaľovanie pohybu materiálu po svahu,

00 – stav, keď nedochádza ani k pohybu, ani ku koncentrácii alebo rozptyľovaniu materiálu.



Obr. 14. Modelovanie potenciálneho odtoku.

Fig. 14. Modelling of potential discharge.

Základnou jednotkou pre odtok vody v koryte vodného toku je prietok – Q, čiže množstvo vody, ktoré pretečie za jednotku času priečnym profilom toku. ***Povrchový tok vody*** možno charakterizovať v zmysle práce Gertisa et al. (1990) ako tečenie vody po povrchu reliéfu, až kým nedosiahne korytový vodný tok. Počas zrážkovej udalosti je povrchový tok príkladom postupne sa meniaceho nestabilného voľného povrchového tečenia, pre ktoré platia zákony zachovania hmoty a hybnosti (obr. 14).

Modelovanie povrchového odtoku je možné realizovať dvoma spôsobmi. Ako prvá možnosť sa ponúka modelovanie priebehu povrchového odtoku v zmysle hľadania trás akumulácie stekajúcej vody, pričom presnosť takéhoto modelu závisí vždy od presnosti vstupných údajov, ktoré tvoria základ takéhoto modelovania. Asi najpresnejšie výsledky by prinieslo nájdenie a zameranie vypočítaných stružiek v teréne, čo však bolo z hľadiska ich početnosti nereálne. Prijateľné výsledky však dávajú aj modely vytvorené v prostredí GIS, a to využitím špeciálnych modelovacích nástrojov implementovaných do pracovného prostredia. Základom pre tvorbu takýchto modelov je analýza reliéfu, ktorú ponúka aj open software GRASS. S morfometrickým rozborom reliéfu súvisí najdôležitejší faktor, ktorý vstupuje do nepresností modelu priebehu odtoku, a to je kvalita digitálneho modelu reliéfu.

Presnosť digitálneho modelu (obr. 10) reliéfu závisí vo veľkej miere od výberu vstupných údajov, precíznosti spracovania a použitej interpolačnej metódy. Pri našom výskume bol použitý model vytvorený z údajov získaných z mapového diela ZM SR 1 : 10 000. Model vznikol interpoláciou vrstevníc, výškových bodov a terénnych hrán zameraných pri realizácii terénnych prác v záujmových lokalitách. Model následne umožnil spočítať priebeh prirodzeného odtoku a potenciálnej a reálnej erózie spolu s možnosťou vytvorenia hydrického modelu v závislosti od ďalších faktorov.

Na záujmovom území je percentuálny podiel zvýšeného (silného) povrchového odtoku na úrovni 83,46 %. Zvyšných 16,54 % tvorí stredný a mierny odtok. Ten sa nachádza v časti reliéfu, ktorú označujeme za temennú, sedlovú a plošinovú časť haldovej oblasti spolu s úzkym mierne nakloneným údolným tvarom reliéfu, ktorým je zabezpečený kompletný odtok zo skúmanej oblasti v lokalite Ľubietová-Podlipa (obr. 14).

Hodnotenie rizika kontaminácie krajiny ťažkými kovmi

Šírenie kontaminantov v prírodnom prostredí je úzko spojené s odtokovými pomermi územia a eróziou pokryvných útvarov (pôd). Erodovateľnosť (erodibilita) je náchylnosť, resp. odolnosť pôdy voči erózii – vodnej, veternej a inej. Erodovateľnosť môžeme chápať ako dokonanú eróziu, ale aj ako potenciálnu eróziu. Táto dôležitá vlastnosť pôdy veľmi úzko súvisí s niektorými jej fyzikálno-mechanickými vlastnosťami a v skutočnosti znamená eróznu hrozbu – ohrozenie pôdy eróziou alebo jej potenciálnu (možnú) eróziu vyjadrenú obyčajne v možných stratách pôdy z plošnej jednotky za určitý čas (čo je súčasne intenzita potenciálnej erózie pôdy)

t · ha^{-1} · rok^{-1}. Všeobecný vzťah na výpočet erózie zohľadňuje viacero faktorov:

$$A = R * K * L * S * C * P \qquad [t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}],$$

kde:

R je faktor dažďa a vyjadruje intenzitu, úhrn a početnosť zrážok, výskyt a kinetickú energiu prívalových dažďov.

K je faktor náchylnosti pôdy k erózii a vyjadruje vplyv kvality pôdy na jej odolnosť voči dopadajúcim dažďovým kvapkám a prúdiacej vode a vplyv veľkosti infiltrácie na množstvo povrchového odtoku. Faktor K je ovplyvnený základnými pôdnymi parametrami, ako sú zrnitosť, štruktúra pôdy, obsah organickej hmoty a priepustnosť (permeabilita).

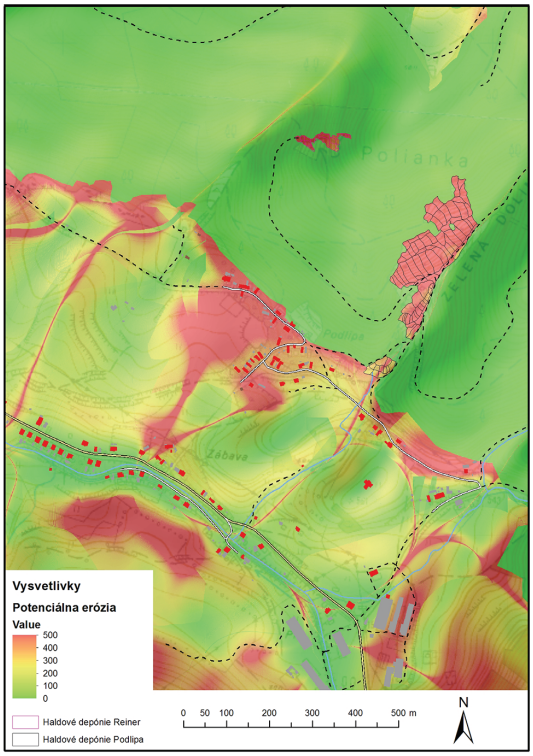
LS faktor odráža odtokové pomery oblasti, kde *L* – faktor dĺžky svahu – predstavuje pomer straty pôdy na jednotku plochy záujmového celku k strate pôdy na štandardnej porovnávacej ploche dlhej d = 22,13 m. *S* je faktor sklonu svahu a predstavuje pomer straty pôdy na jednotku plochy záujmového celku k strate pôdy na štandardnej porovnávacej ploche so sklonom s = 9 %. Stanovenie hodnoty faktora sklonu svahu *S* sa vykonáva v závislosti od tvaru priečneho profilu svahu.

C faktor vyjadruje vplyv vegetačného krytu a agrotechniky na veľkosť erózneho zmyvu. Vegetačný kryt chráni pôdu pred priamymi účinkami dopadajúcich dažďových kvapiek, zachytáva časť zrážok (intercepcia), znižuje rýchlosť povrchového odtoku a ovplyvňuje pôdne vlastnosti (pórovitosť, priepustnosť, mechanické spevnenie pôdy koreňovým systémom). Ochranný vplyv vegetácie je priamo úmerný pokryvnosti porastu v dobe výskytu eróznych zrážok – t. j. v našich podmienkach od apríla do októbra, najčastejšie v júni, júli a v septembri.

P faktor vyjadruje protierózne opatrenia. Keďže na študovanom území neboli v minulosti realizované žiadne protierózne opatrenia, tak protierózny faktor sa pri výpočte nepoužil.

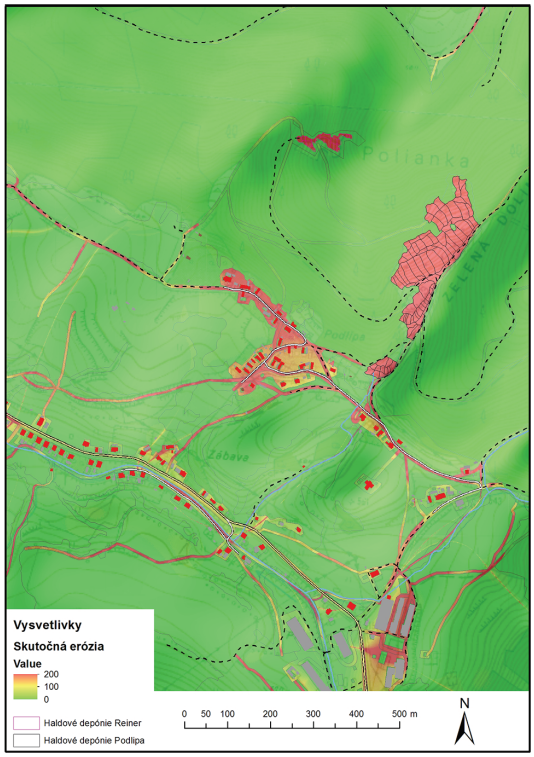
Pre tvorbu rôznych scenárov a simulácií erózie sa vyžaduje poznanie viacerých vlastností krajiny, ktoré ovplyvňujú časopriestorové zmeny povrchového toku. Pri modelovaní potenciálnej erózie v záujmovej lokalite boli ako vstupné dáta použité modely zostrojené nástrojmi GIS. Výsledkom simulácie je model potenciálnej erózie (obr. 15) predstavujúci maximálne možné ohrozenie územia vodnou eróziou za predpokladu, že sa neuvažuje o ochrannom účinku vegetácie (nezahŕňa do výpočtu modelu existujúcu vegetáciu na danom území a nepredpokladá žiadne antropogénne protierózne zábrany, resp. opatrenia). Aktuálna alebo reálna erózia (obr. 16) na rozdiel od potenciálnej erózie zahŕňa do výpočtu aj existujúcu vegetáciu na danom území a realizáciu protieróznych opatrení. Pri výpočtoch sa zohľadnili morfometrické parametre reliéfu, vlastnosti krajinnej pokrývky (využitie krajiny, vlastnosti vegetácie), fyzikálne vlastnosti pôdy, ako aj priebeh zrážkovej udalosti.

Podľa všeobecného vzťahu na výpočet erózie je rozdiel medzi potenciálnou eróziou a reálnou eróziou



Obr. 15. Potenciálna erózia študovaného terénu v oblasti Podlipa a Reiner.

Fig. 15. Potential erosion of the studied terraine in the Podlipa and Reiner surroundings.



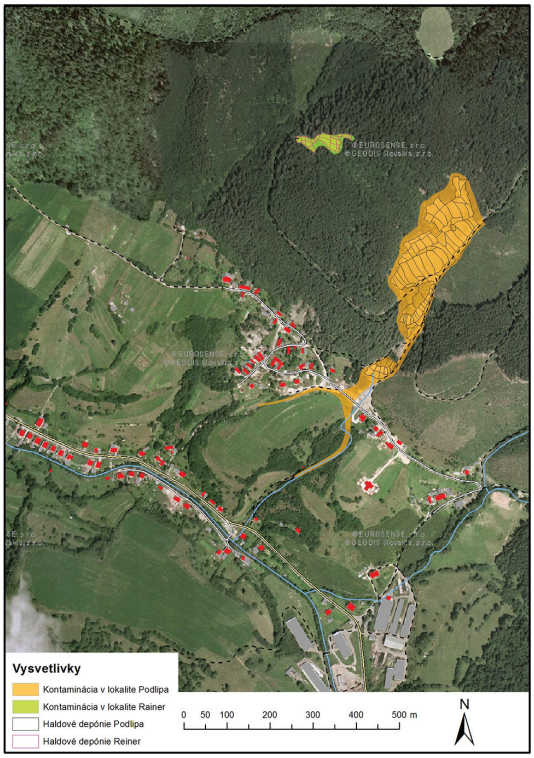
Obr. 16. Aktuálna – skutočná erózia študovaného terénu v oblasti Podlipa a Reiner.

Fig. 16. Actual erosion of studied terraine in the surrounding of the Podlipa and Reiner model territories.

v zohľadnení faktora *C*, čiže činiteľa popisujúceho skutočné využitie krajiny. Výsledné modely (v rastrovom formáte), prezentované na obr. 15 a 16, indikujú zvýšenú erodovateľnosť, ktorá hlavne v oblasti haldových skládok mnohonásobne prekračuje limitnú hodnotu 200 t/ha · rok^{-1}, čo je spôsobené predovšetkým nevhodnou úpravou terénu, resp. nesprávnou sanáciou územia. Situácia je kritická aj v dôsledku extrémnych hodnôt morfometrických ukazovateľov reliéfu a vo veľkej miere závisí od prakticky neexistujúcej humóznej časti pôdy, čo spôsobuje ťažšie uchytávanie rastlinných spoločenstiev, ktoré by svojím koreňovým systémom spevnili narušený pôdny profil a znížili povrchovú eróziu. Postupným vyvinutím úplného pôdneho profilu a zarastením územia vegetáciou by v konečnom dôsledku došlo k zníženiu rizika šírenia kontaminantov mechanickým povrchovým tokom. Vzhľadom na to, že riziko šírenia sa kontaminantov z haldových polí do sídelných štruktúr oblasti obce Ľubietová je pomerne vysoké, je potrebné do budúcna uvažovať o riadenej rekultivácii tohto územia. Išlo by predovšetkým o rekultiváciu haldových polí s cieľom obnoviť prirodzený krajinný pokryv, zvýšiť infiltráciu a znížiť povrchový odtok.

Obr. 17. Retenčná nádrž pod haldovým poľom Podlipa.

Fig. 17. Retentive reservoir beneath the Podlipa dump-field.



Obr. 18. Vizualizácia potenciálnej kontaminácie územia v lokalite Ľubietová.

Fig. 18. Visualization of potential contamination in the surronding of Ľubietová.

Na základe zistených skutočností bola vytvorená mapa potenciálneho šírenia kontaminantov v priestore skúmaných lokalít (obr. 18). Mapa zohľadňuje údaje o morfometrickej charakteristike územia, sklonitosti územia, horizontálnej krivosti, príspevkových plochách odtoku vody, reálnej erózii a v neposlednom rade aj o charaktere mikropovodia, do ktorého skúmaná oblasť patrí. V rámci procesu modelovania boli zohľadnené priestorové bariéry – cesty, vodné toky, vodné plochy a zastavaná plocha, ktoré významne ovplyvňujú šírenie kontaminantov. Z výsledkov modelovania vieme povedať, že:

– v lokalite Ľubietová-Podlipa má predpokladaná plocha, ktorá by mohla byť zasiahnutá kontamináciou, rozlohu 5,256 ha, pričom z tejto plochy pripadá na banské haldy 3,129 ha. Predpokladaná kontaminácia zasahuje krajinnú štruktúru (les, lúka, pasienok, kroviny a nevyužívané plochy – obr. 18), v ktorej neohrozuje priamo zdravie obyvateľstva, ale len jednu obytnú budovu s plochou 19,61 m^2. Prevažná väčšina splaveného kontaminovaného materiálu je zachytávaná v retenčnej nádrži (obr. 17) a vodným tokom horského potoka drénujúceho údolie pod haldami (ústiaceho do Hutného potoka).

– v lokalite Reiner obmedzuje šírenie kontaminantov do priestoru zastavanej plochy obce lesný porast, ktorý spolu s podrastom výrazne limituje eróziu (obr. 18). Kontaminanty, ktoré majú vyššiu migračnú schopnosť, sa ukladajú na úpätí svahu, na ktorom je banský odpad deponovaný. Šíreniu kontaminácie v tejto lokalite zamedzuje aj usporiadanie lesných ciest.

Diskusia

Hlavným cieľom tohto príspevku bolo identifikovať prítomnosť kontaminantov (ťažkých kovov) pochádzajúcich zo starej banskej činnosti v lokalite Ľubietová-Podlipa a Ľubietová-Reiner a opísať ich priestorovú distribúciu. Výsledky nášho výskumu možno rozdeliť do dvoch skupín:

– výsledky analýzy súčasného stavu kontaminácie záujmovej lokality,

– predikcia šírenia kontaminantov v rámci skúmaného územia.

Hlavnými kontaminantmi krajinných zložiek v študovaných lokalitách sú Fe (až 5,85 %), Cu (až >10 000 mg · kg^{-1}), Pb, As a Sb. Kontaminácia vykazuje geochemické zákonitosti, ktoré určujú distribúciu jednotlivých sledovaných prvkov v pôde, technogénnych sedimentoch a vo vode. Pri porovnaní získaných výsledkov

s inými známymi lokalitami podobného typu – napr. s odkaliskom v Špánej Doline – možno vidieť rovnaký charakter priestorovej distribúcie geochemicky podobných prvkov Cu, Fe, Pb a Ni, kým kontaminácia sedimentov Sb, As, U a Th vykazuje odlišné závislosti. Charakter distribúcie jednotlivých prvkov je kontrolovaný aj sorpčnými schopnosťami toho-ktorého prvku na ílové minerály a hydrogoethit („limonit“).

Rozhodujúcu úlohu pri migrácii prvkov zohráva aj pôdna reakcia (pH). Väčšina prvkov je mobilná (a biodostupná) pri nižších hodnotách pH. Stupeň acidifikácie preto určuje riziko kontaminácie krajiny mobilizovanými ťažkými kovmi z haldových sedimentov.

Prvá etapa nášho výskumu bola venovaná spracovaniu modelov priestorovej distribúcie kontaminantov v priestore haldových depónií (obr. 5). Údaje pre túto etapu výskumu boli získané priamo analýzou vzoriek zozbieraných v teréne v priestore haldových depónií. Výsledkom prvej etapy výskumu je identifikácia kontaminantov na študovanom území a model ich priestorovej distribúcie v záujmovej lokalite Ľubietová.

Cieľom druhej etapy výskumu bolo modelovanie povrchového odtoku (obr. 14) a erózie (obr. 15). Obidva tieto faktory významne vplývajú na transport kontaminantov v priestore. Množstvo odtoku a odnosu materiálu je v záujmových lokalitách priamoúmerné množstvu zrážok, závisí od druhu pôdy a spôsobu jej využitia (pričom v haldových oblastiach je to zväčša vegetáciou nepokrytý substrát vykazujúci vysoký stupeň erodovateľnosti). To sú parametre, ktoré vstupujú aj do modelov odtoku, reálnej vodnej erózie a hydrického modelu. Pri modelovaní sa používal ako zrážkový parameter „úhrn zrážok“ za určitú dobu, v našom prípade to bol priemerný mesačný úhrn a priemerný ročný úhrn, pričom výstupnou hodnotou je potom pomerná časť zrážok zmenšená o vodu vsiaknutú a vyparenú.

Obr. 19. Masívnou eróziou, spôsobenou prívalovými dažďami v roku 2010, zdevastovaná spodná časť údolia Zelenej doliny nad retenčnou nádržou (voda vyhĺbila v sedimentoch miestami až 2 m hlbokú strž).

Fig. 19. The lower part of the Zelená dolina valley above the retentive reservoir, being devastated by flurries in 2010 (the water deepened a 2 m deep gully).

Podstatnú úlohu vo výpočte jednotlivých modelov má aj druh povrchu, na ktorom dochádza k tečeniu vody a materiálu v priestore. Objem odnášaného (migrovaného) materiálu na modelovom území je potrebné chápať ako predpokladaný pri uvažovaní o ideálnych podmienkach. Výsledky ukázali, že množstvo odtoku a odnosu materiálu kontaminovaného ťažkými kovmi je v modelových lokalitách priamoúmerné množstvu zrážok a závislé od charakteru pôdy a spôsobu jej využitia.

Riziko erózie v lokalite Podlipa a s tým súvisiaca možnosť masívneho znosu haldového materiálu do údolia Zelenej doliny a odtiaľ ďalej do retenčnej nádrže, situovanej na terase nad obcou Ľubietová, nabáda k zvýšenej opatrnosti a k realizácii sanačných opatrení. Zanedbanie preventívnych krokov na ochranu krajiny v tomto regióne môže viesť k deštrukcii haldových polí. K podobnej udalosti došlo napr. po prívalových dažďoch v roku 2010, keď bola dolná časť údolia Zelenej doliny erodovaná až po skalný podklad, a strž vyhĺbená v technogénnych sedimentoch dosahovala hĺbku až 2 m (obr. 19). Po týchto prívalových dažďoch bola veľká retenčná nádrž pod haldovým poľom (obr. 17) úplne zanesená sedimentmi a bolo ju potrebné vyčistiť a odviezť niekoľko desiatok m^3 kontaminovaného kalu.

V lokalite Reiner bráni šíreniu kontaminantov do priestoru zastavanej časti obce lesný porast, ktorý chráni svah pod haldou aj proti masívnym prejavom erózie. Šíreniu kontaminácie zabraňuje aj priestorové umiestnenie lesných ciest, ktorých povrch je dobre zhutnený. Cesty sú situované tak, aby odtekajúcu vodu z haldy zastavili a umožnili jej vsakovanie do pôdy v blízkosti banských depónií.

Možnosti retenčných úprav v krajine a potenciál technických opatrení je potrebné porovnávať s údajmi o pravdepodobných úhrnoch zrážok a ich intenzite na danom území. V podmienkach menej priepustných území, kde je hlavným mechanizmom tvorby odtoku povrchový odtok spôsobený prekročením infiltračnej kapacity pôdy, treba dbať na to, aby opatrenia vykonané na zvýšenie infiltračnej kapacity nespôsobili narušenie povrchu pôdneho pokryvu. Nevhodné opatrenia môžu spôsobiť zvýšenú eróziu a tvorbu hustejšej siete malých tokov, čo sa prejaví zrýchleným odtokom. Opatrenia v terénoch, ktoré sú blízke stavu nasýtenia (napríklad v blízkosti tokov), je potrebné realizovať tak, aby nepodporovali ich rýchlejšie nasýtenie a nezvyšovali podiel povrchového odtoku. Na rozdiel od technických opatrení, ktorých účinok vieme s určitou presnosťou odhadnúť, účinok netechnických opatrení môže byť v rôznych podmienkach rôzny, dokonca aj negatívny (napr. zvýšené nebezpečenstvo výskytu zosunov pri zamokrení svahov). Opatrenia v malých povodiach preto vyžadujú individuálny prístup prehodnotený odborníkom v danej oblasti.

Záver

Modelovanie vzniku a šírenia kontaminantov v záujmovej lokalite Ľubietová ukázalo rozdiely vo vlastnostiach krajinných zložiek v lokalitách Podlipa a Reiner. Kým

na haldovom poli Podlipa je riziko šírenia kontaminantov relatívne vysoké, haldové pole Reiner vykazuje len obmedzené riziko erózie a šírenia ťažkých kovov do okolitej krajiny, čo je spôsobené vo veľkej miere priaznivou krajinnou štruktúrou, v ktorej sa predmetné haldové pole nachádza.

Distribúcia ťažkých kovov v horninách a rudninách haldového poľa Ľubietová-Podlipa je nerovnomerná a zodpovedá pôvodnej koncentrácii kovov v technogénnom sedimente, ako aj ich migračným vlastnostiam. Povrchová voda je kontaminovaná Cu (hodnoty koncentrácie lokálne prevyšujú hodnoty určené nariadením vlády SR č. 296/2005 aj o dva rády) a menej aj As. pH povrchovej (a drenážnej) vody je blízko neutrálnych hodnôt (6,1 až 7,7), preto je vznik kyslej banskej (drenážnej) vody málo pravdepodobný. Surová voda je lokálne kontaminovaná As a pitná voda prekračuje limity nariadenia vlády SR č. 354/2006 Z. z. pre Mn a Cd.

Z výsledkov výskumu je možné vyvodiť záver, že na vytvorenie kvalitného modelu šírenia kontaminácie je dôležité predovšetkým správne zhodnotiť charakter odtoku a odnosu materiálu z modelového územia. Rovnako dôležité je aj posúdenie a zhodnotenie vplyvu krajinných prvkov na vodný režim v súčinnosti s realizáciou sanačných opatrení. Takto získané výsledky modelovania šírenia kontaminantov sú potom dobrým podkladom pre návrh skutočne účinnej sanácie územia.

References

Andráš, P., Dirner, V., Ladomerský, J. & Horňáková, A., 2010: Toxicity of arsenic and antimony in the area of Cu-Ag deposit Ľubietová. *Miner. Slov., 42, 3, 279 – 286.*

Andráš, P., Lichý, A., Križáni, I. & Rusková, J., 2009: The heavy metal sorption on clay minerals and risk of the AMD formation at the Reiner and Podlipa dump-fields at Ľubietová deposit (Slovakia). *Carpath. J. Earth Environ. Sci., 4, 2, 133 – 147.*

Ashley, P. M., Craw, D., Graham, B. P. & Chappell, D. A., 2003: Environmental mobility of antimony around mesothermal stibnite deposits. New South Wales, Australia and southern New Zealand. *J. Geochemical Exploration, 77, 1 – 14.*

Bear, J. & Veruijt, A., 1988: Modeling Groundwater Flow and Pollution, D. Reidel Publishing Company, New York, 37 – 57.

Bedrna, Z., 2002: Environmentálne pôdoznalectvo. *Veda, Bratislava, 352 s.*

Bergfest, A., 1951: Baníctvo v Ľubietovej na medenú rudu. *Manuskript. Archív, Ústredný banský archív pre Slovensko, Banská Štiavnica, 89 s.*

Blišťan, P., 2012: Interpolačné metódy pre modelovanie a vizualizáciu priestorových javov v prostredí GIS. *Fyzikálne faktory prostredia, 2, 99 – 105.*

Blišťan, P. & Rapant, P., 2013: Geografické informačné systémy 1. Úvod do problematiky a základné pojmy. 1. vyd. Technická univerzita, Košice, 107 s.

Brown, B., 2003: Mint soil fertility research in the pnw. Western nutrient management conference, 5, 54 – 60.

Feranec, J. & Oťaheľ, J., 2001: Krajinná pokrývka Slovenska. *Veda, Bratislava, 121 s.*

Feranec, J. & Oťaheľ, J., 2008: Land cover changes in Slovakia in the period 1970–2000. *Geogr. Čas., 60, 113 – 125.*

Fojt, V. & Krečmer, V., 1975: Tvorba horizontálních srážek z mlhy a jejich množství ve smrkových porostech středohorské oblasti. *Vodohospod. Čas., 23, 6, 581 – 606.*

Gerits, J. J. P. et al., 1990: Overland flow and erosion. *In: Anderson, M. G. & Burt, T. P. (eds.): Process studies in hillslope hydrology. John Wiley, Chichester, 173 – 214.*

Heymann, J. A. W., Sarker, R., Hirai, T., Shi, D., Milne, J. L. S., Maloney, P. C. & Subramaniam, S., 2001: Projection structure and molecular architecture of OxlT, a bacterial membrane transporter. EMBO J, 20, 4 408 – 4 413.

Ilavský, J., Vozárová, A. & Vozár, J., 1994: Ľubietová – štruktúrno-vyhľadávacie vrty LU-1, LU-2 a LU-3. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7 s.*

Koděra, M. et al., 1990: Topografická mineralógia 2. *Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 195 s.*

Kulla, L., 2006: Vzťah aktuálneho odumierania smreka na severozápadnom Slovensku k vybraným ekologickým faktorom. *In: Kodrík, M. & Hlaváč, P. (eds.): Uplatňovanie nových metód v ochrane lesa a ochrane krajiny. Zvolen, 8. – 9. 9. 2005, 19 – 24.*

Lepeška, T., 2008: Atribúty krajiny vo vzťahu k jej hydrickým funkciám. In: Sviček, M. & Nováková, M. (eds.): Environmentálne aspekty analýzy a hodnotenia krajiny: Identifikácia a stanovenie indikátorov (a indexov) na báze prieskumov krajiny a údajov DPZ. *In: Zbor. z vedeckého seminára. Výskumný ústav pôdoznalectva a ochrany pôdy, Bratislava, 36 – 44.*

Miklós, L., 1993: Integrated Information System of Environment and GIS, 6, 62 – 73.

Mitáš, L. & Mitášová, H., 1999: Spatial Interpolation. *In: Longley, P., Goodchild, M. F., Maguire, D. J. & Rhind, D. W. (eds.): Geographical Information Systems: Principles, Techniques, Management and Applications. Wiley, New York, 481 – 492.*

Mitášová, H. & Mitáš, L., 2000: Modelling spatial processes in multiscale framework: exploring duality between particles and fields. First International Conference on Geographic Information Science in Savannah, Georgia, USA, 28 – 31.

Moore, I. D. & Foster, G. R., 1990: Hydraulics and Overland Flow. *In: Anderson, M. G. & Burt, T. P. (eds.): Process Studies in Hillslope Hydrology, John Wiley & Sons., p. 215.*

Neteler, M. & Mitášová, H., 2002: Open Source GIS: A GRASS GIS Approach, Kluwer Academic Publishers.

Van Oost, K., Govhrs, G. & Desmet, P., 2000: Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage. *Landscape Ecology, 75, 77 – 89.*

Van Rompaey, A. J. J., Govers, G. & Puttemans, C., 2002: Modelling land use changes and their impact on soil erosion and sediment supply to rivers. *Earth Surface Processes and Landforms, 27, 481 – 494.*

Wischmeier, W. H. & Smith, D. D., 1965: Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains. Agricultural Handbook, 282, USDA, ARS, 47 p.

Wischmeier, W. H. & Smith, D. D., 1978: Predicting Rainfall Erosion Losses – a Guide to Conservation Planning. Agriculture Handbook, Washington (USDA), 537 p.

Zahradníková, J., 2007: Cu-sulfidická mineralizácia v sedimentárnych horninách a kremeň-sulfidická mineralizácia na sideritových žilách – mineralógia a genéza. Písomná časť dizertačnej skúšky, 76 s.

Zachar, D., 1960: Erózia pôdy. *Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 248 s.*

Rukopis doručený 30. 5. 2013
Revidovaná verzia doručená 28. 3. 2014
Rukopis akceptovaný red. radou 11. 2. 2014

Risk estimation of heavy metal contamination in the surrounding of Podlipa and Reiner dump-fields at abandoned Cu-deposit Ľubietová (Slovakia)

Ľubietová is one of the most important historical Cu--deposits of Slovakia. The ore mineralization is developed in several ore-fields: Podlipa, Reiner (Fig. 2), Svätodušná and Kolba. The ore veins and impregnations are developed in Permian greywackes and arkose schists. An important oxidation and cementation zone with numerous rare secondary minerals was formed on the surface of the terrain (Figs. 6–8).

Our study was focused on the area of Podlipa and Reiner dump-fields.

The geographical information system (GIS) tools were used to get overview about the contamination in this area and to predict the next development of its spreading. The soils and technogenous sediments within studied area were sampled in 10 x 10 m network and analysed for 42 elements in ACME Laboratories in Vancouver (Canada). Also surface water study was realized (analyses were realised in laboratory of the Water Administration Institute in Bratislava).

The first step consisted of construction of a digital model of the area landscape including model of the relief forms (Fig. 13). The distribution of heavy metals is variable (Fig. 5). It depend on the original concentration of metals in rocks and ores at the dump-fields, as well as on the migration, sorption and some other processes (e.g. pH, Eh, etc.). The surface water is Cu, Fe, As, Sb contamined (Fig. 9).

The digital model was used for modelling of surface outfall, reference relief flexion (Fig. 12), hydric importance of terraine, inclination of the model territories (Fig. 11), actual erosion of studied terraine (Fig. 16) and contamination spreading. Some of the analytical and syntetic layers used for the calculations of the model country contamination is shown in the Fig. 18.

Very important there is also the model of potential erosion (Fig. 15). Fig. 17 shows the retentive reservoir below the Podlipa dump-field and Fig. 19 the devastation of the lower part of the Zelená dolina valley above the retentive reservoir in 2010 by flurries. The potential contamination of the country is presented at Figs. 18.

Knowledge of the water outfall regularities indicate that the most important influence on outfall has the geological characteristic of the area, the type and quantity of the soil, rainfal, morphometric marker sand the plant cover of the terraine.

GIS modelling showed the differences between the erosion risk, heavy metal containing dump-material drift and consecutive contamination of the country at Podlipa and Reiner dump-fields. The risk of the contamination spreading at Podlipa is in comparison with that at Reiner much more probable.

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie
Newsletter for geology, mining, mineral processing and environmental protection

Príloha časopisu Mineralia Slovaca, roč. 46, č. 1 – 2
Appendix of the journal Mineralia Slovaca, Vol. 46, No. 1 – 2

Obsah – Content

Geologicko-turistické poznatky zo študijnej cesty do Indie a Himalájí 1
12. stretnutie CETeG – Lądek Zdrój, Poľsko 4
Paleontologický seminár 8
Kronika 9
Nekrológy 18
Recenzie 20
Oznam 22

Geologicko-turistické poznatky zo študijnej cesty do Indie a Himalájí

Anotácia prednášky v rámci SGS zo dňa 15. 5. 2014

Geological-tourist learnings from the study travel to India and the Himalayas

Annotation of the lecture held within the Slovak Geological Society on 15. 5. 2014

Milan Kohút

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

Abstract: *India has magnetized geologists from all over the world for more than two centuries. It was particularly diamonds and gold, which the country is famous from the ancient to the middle ages, whereas it was later coal and iron ore. The Himalayas with their robustness attracted geologists to study collision orogenic processes for more than 100 years. Author of contribution accepted invitation by Professor Santosh Kumar from the Department of Geology, Kumaun University in Nainital, to participate as the Guest of Honour at an International conference: Magmatism, tectonics and mineralogy – 2014, which motivated him to visit India and Himalayas for the first time. Author's invited lecture: The Variscan and the Alpine magmatic rocks of the Western Carpathians and their mineralization during conference and latter two seminars for students and the University staff have met the expectations of the inviting Prof. S. Kumar for acceleration of scientific collaboration. The research stay of Dr. Kohút in India continued by transect excursion across the Kumaun Lesser Himalayas and finished by short visit of the Department of Geology of Delhi University together with sight-seeing of historic monuments of Delhi.*

Key words: *India, history, geology, Himalayas, recent progress*

India magnetizuje geológov z rôznych kútov sveta už viac ako 2 storočia. Boli to najmä diamanty a zlato, ktoré preslávili túto krajinu v staroveku a stredoveku, neskôr to bolo uhlie a železná ruda. Prvá geologická mapa z okolia Hyderabadu je z roku 1821, prvé múzeum geológie bolo založené v Kalkate už v roku 1840 a v 1846 roku riaditeľ Britskej geologickej služby odporučil Britskému kráľovskému dvoru systematický výskum územia Indie, najmä s ohľadom na ložiská uhlia. Indická geologická služba bola založená v marci roku 1851, po 100 rokoch a získaní nezávislosti sa M. S. Krishnan stal prvým indickým riaditeľom Geologickej služby Indie v roku 1951. Životaschopnosť indickej geológie sa prejavila aj na nedávnom 34. Medzinárodnom geologickom kongrese (MGK) v Bristbane, keďže právo organizovať 36. MGK v roku 2020 získala po príkladnej propagácii a lobbingu práve India. Ostatných viac ako 100 rokov sú to však Himaláje, ktoré pre svoju mohutnosť lákajú geológov na štúdium kolíznych orogénnych procesov.

Na začiatku tohto roku pozval profesor Santosh Kumar, vedúci Katedry geológie z Kumaun Univerzity v Nainitale (Uttarkhand, India), autora príspevku zúčastniť sa ako čestný hosť na medzinárodnej konferencii *Magmatizmus, tektonika a mineralizácia* (MTM-2014), ktorú organizovala jeho katedra spolu s indickou spoločnosťou pre aplikovanú geochémiu na ich pracovisku 27. až 29. marca. Zameranie konferencie a plánovaná postkonferenčná exkurzia do Himalájí boli takým lákadlom, že autor príspevku sa rozhodol zúčastniť na tomto podujatí aj bez podpory svojho zamestnávateľa počas svojej dovolenky. Na tejto konferencii bolo viac ako 130 väčšinou domácich účastníkov z rôznych častí Indie, ktorí prezentovali výsledky svojej práce v 177 príspevkoch, publikovaných v *International Association*

1
International Seminar
Magmatism, Tectonism and Mineralization
(MTM-2014)
and
Annual General Meeting
Indian Society of Applied Geochemists (ISAG), Hyderabad
27-29 March, 2014
DEPARTMENT OF GEOLOGY
CENTRE OF ADVANCED STUDY

2

3

4

5

6

7

8

for Gondwana Research Conference Series 18. Slovenská geológia, reprezentovaná vyzvaným príspevkom *The Varican and the Alpine magmatic rocks of the Western Carpathians and their mineralization*, zaujala mnohých účastníkov svojou komplexnosťou, prepojením variskej a alpínskej tektoniky na genézu magmatických hornín Západných Karpát a potenciálom ich mineralizácie, čo sa prejavilo nielen v diskusii po prednáške, ale aj pri neformálnych kuloárnych debatách. MTM-2014 konferencia sa vyznačovala veľmi priateľskou atmosférou, príkladnou symbiózou viacerých generácií, keď vedľa seba vystupovali emeritní profesori, aktívni profesionáli, doktorandi a magisterskí študenti, ktorí si boli pri vystúpení rovní. Na druhej strane sme mohli pozorovať nevídané prejavy úcty, váženosti, vďačnosti a hierarchie, ktoré sú pre indickú spoločnosť tradičné, avšak pre naše zemepisné pásmo už dávno zabudnuté. Okrem hlavného zamerania konferencie – *Dynamika magmatických systémov a mineralizácia* – boli prezentované príspevky previazané so štruktúrnym výskumom, tektonikou kratogénnych a mobilných oblastí Indie, geofyzikálnym výskumom a magnetizmom, ale aj sedimentárnou a štatistickou geológiou. Postkonferenčná exkurzia 30. – 31. marca, pre zahraničných účastníkov, ktorá viedla z Nainitalu cez Almora, Chaukori do Begeshwaru a späť, bola zameraná na stavbu a deformáciu *„Kumaun Lesser Himalaya"* budovaných najmä proterozoickými rulovitými (okaté ortoruly, zelené a svetlé retrogresné, bridličnaté ruly majúce vek protolitu medzi 1 880 – 1 800 Ma) a pieskovcovitými (masívne a hrubozrnné pieskovce s polohami siltovcových turbiditov s minimálnym depozičným vekom 800 Ma) horninami (Célérier et al., 2009). Tieto paleo- až neo-proterozoické horniny boli počas alpínskeho orogénu v období miocénu 11,5 – 8,5 Ma kolíziou vrásovo-príkrovovo prepracované v termálnom režime 570 – 330 °C do súčasnej inverznej, imbrikovanej stavby (Célérier et al., 2009).

Po exkurzii sme mali konečne čas na prezretie si samotného mesta Nainital – malebného, turistami nielen z Indie vyhľadávaného centra Kumaunských vrchov, nazývaného tiež *„Indian Lake District"* podľa jazera na rieke Naina, nachádzajúceho sa v nadmorskej výške 2084 m n. m. v objatí vrchov Naina, Deopatha a Ayarpatha. Je to správne stredisko rovnomenného okresu a sídlo súdneho dvora spolkového štátu Uttarkhand. Založené bolo v 1841 roku Angličanmi a dodnes si zachovalo európsky kolorit. V súčasnosti tu žije okolo 50 000 obyvateľov, pričom tu môžete stretnúť takmer všetky etniká Indie a okrem tradičných náboženstiev, ako hinduistického a budhistického, je tu množstvo moslimov, avšak podľa udržiavaného kresťanského kostola a synagógy sa dajú predpokladať aj tieto vierovyznania. Z turistických atrakcií okrem samotného jazera je tu Naina Devi chrám, Kostol sv. Jána *(St. John in the Wilderness)*, Guvernérova rezidencia, Dom Jima Corbetta – známeho lovca ľudožrútskych tigrov – a jedna z najvyššie položených zoologických záhrad v Indii. Katedra geológie na Kumaunskej univerzite bola založená v roku 1975 a v 1983 bola presťahovaná do novopostavenej budovy, impozantne tróniacej na vrchu nad mestom a jazerom. Je to najmä zásluha profesora Santosha Kumara, ktorý (v 1992 úspešne ukončil kandidatúru na Katedre geochémie PriF UK v Bratislave) sa pričinil, že je to jedno z významných geovedných pracovísk v Indii. Počas nasledujúceho pobytu na Katedre geológie mal autor príspevku 3-hodinový seminár pre magisterských a doktorandských študentov Kumaunskej univerzity o terénnych a laboratórnych metódach výskumu horninových komplexov a o paralele alpínskych tektonických procesov v Západných Karpatoch a Himalájach, ako aj v rozšírenej forme zopakoval prednášku z konferencie pre všetkých zamestnancov a študentov, ktorí sa jej nemohli zúčastniť na konferencii.

Záver pobytu v Indii patril krátkej návšteve Katedry geológie na Univerzite v Dillí a celodennej prehliadke mesta Dillí s pamätihodnosťami, ako sú Red Fort – monumentálna červená pieskovcová pevnosť, hrobka cisára Humayuna, Qutub Minar – najvyšší tehlový minaret na svete, palác Gurudwara Bangla Sahib, Bahajský chrám, parky Gándhiovcov, Indická brána, parlament, ale aj Connaught Place – nákupné centrum.

◀ **Obr. 1.** Slávnostné otvorenie konferencie MTM-2014 v auditóriu Katedry geológie Kumaun univerzity s príhovormi hostí.

Fig. 1. Opening ceremony of the Magmatism, tectonics and Mineralogy – 2014 Conference at the Department of Geology, Kumaun University in Nainital.

Obr. 2. Pohľad z katedry geológie na mesto Nainital a jazero Naina.

Fig. 2. View from the Department of geology to the Naina lake and Nainital downtown.

Obr. 3. Pohľad na vrcholky Panchachuli peaks, v pozadí so zasneženou panorámou Lesser Himalaya (Malých Himalájí), z hrebeňa nad turistickou ubytovňou v Chaukori.

Fig. 3. View over Panchachuli peaks to snowy panorama of the Lesser Himalayas from scenic overlook point at Chaukori tourist rest house.

Obr. 4. Účastníci exkurzie do Kumaunských Malých Himalájí v rámci konferencie MTM-2014 na terase kempu v Chaukori.

Fig. 4. The Kumaun Lesser Himalayas excursion participants during the MTM-2014 conference at the terrace of Chaukori tourist rest house.

Obr. 5. Socha Mahátma Gándhi so štátnymi symbolmi Indie pri jazere Naina v Nainitale.

Fig. 5. Mohandas Karamchand (Mahatma) Gandhi statue with India state symbols near the Naina lake in Nainital.

Obr. 6. Penetratívna miocénna deformácia neoproterozoických kvarcitov pri meste Almora.

Fig. 6. The Miocene penetrative deformation of the Neo-Proterozoic sandstones close Almora town.

Obr. 7. Stromatolity v parku Gándhiovcov v Dillí.

Fig. 7. Stromatolites from the Gandhi park of Delhi.

Obr. 8. Hrobka cisára Humayuna v Dillí, zapísaná vo svetovom dedičstve UNESCO (obdoba Taj Mahal v Agre).

Fig. 8. Humayun's tomb (Mughal emperor Humayun) – A world heritage memorial (UNESCO) in Delhi (analogy of the Taj Mahal in Agra).

(Fotodokumentácia: M. Kohút a S. Bora/Photodocumentation: M. Kohút and S. Bora)

12th CETeG Meeting – Lądek Zdrój, Poland, 23.–26. April 2014
The Orlica-Śnieżnik Dome and the Upper Nysa Kłodzka Graben, the Sudetes

12. stretnutie CETeG – Lądek Zdrój, Poľsko, 23. – 26. apríl 2014
Orlicko-sněžnický dóm a graben v oblasti horného toku rieky Nysa Kłodzka

Zoltán Németh
State Geological Institute of Dionýz Štúr, regional centre, Jesenského 8, SK-040 01 Košice, Slovak Republic

Abstract: *The program and the main contributions of the 12th CETeG Meeting, held in Lądek Zdrój, the Sudetes, Poland, on 23.–26. April 2014, are described in this report. The pre-conference excursion was devoted to the crystalline basement of the Orlica-Śnieżnik Dome. Scientific program of the conference (24.–25. April 2014) consisted of 71 contributions, dealing with tectonics of host Sudetes region, Silesia, Holy Cross Mts., neighbouring areas of the Bohemian Massif, Outer and Inner Western Carpathians, but also the Eastern Alps, Pannonian basin, central Morocco, southwestern Jordan, western Iran, Mongolian Gobi-Altai tectonic belt, NW Himalaya, and even the central part of the Atlantic Ocean. The post-conference excursion was devoted to tectonics of the Upper Nysa Kłodzka Graben. Visited localities and scientific topic of visited localities during both – pre- and post-conference excursions are briefly described in this paper.*

Key words: *CETeG, tectonics, structural geology, Orlica-Śnieżnik Dome, Nysa Kłodzka Graben, Sudetes*

The 12th meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) was held on 23.–26. April 2014 in the holiday resort Lądek Zdrój in southern Poland. The meeting was organized by Andrzej Żelaźniewicz, Mirosław Jastrzębski and Maksymilian Twyrdy, as well as further members of organizing team from the Wroclaw Research Centre of the Institute of Geological Sciences PAS, Wroclaw University, Polish Geological Institute – Lower Silesia Division and Adam Mickiewicz University Poznań. The Conference Proceedings and Excursion Guide were edited by the main organizers stated above (l.c.) and issued on the basis of the journal Geologia Sudetica, vol. 42. The full-colour issue is of high scientific quality. The short characterization of individual excursion stops, stated below, is based purely on the text from the Excursion Guide (for editors see l.c.).

The pre-conference excursion on 23. April 2014 was focused on the crystalline basement of the Orlica-Śnieżnik Dome (OSD). According to recent works by Polish geologists, this crystalline basement is built of lithology of Młynowiec-Stronie Group with lower Młynowiec Formation (medium-grade metagreywackes with scarce amphibolite intercalations; <565–530 Ma) and upper Stronie Formation (micaschists and subordinate paragneisses with graphitic quartzites in its lower part, marbles in its middle part, and alternating basic to acid metavolcanic rocks in its upper part, 530–480 Ma). The whole day excursion was led by Andrzej Żelaźniewicz, Jacek Szczepański, Sławomir Ilnicki, Mentor Murtezi, Aleksandra Redlińska-Marczyńska, Mirosław Jastrzębski, Wojciech Stawikowski and Bartosz Budzyń. The first stop in the western part of the OSD presented the deformation and geochemistry of metabasalts of the Bystrzyckie Mts. near the Szczerba castle ruins south of the Gniewoszów village. Next adjacent stop presented metarhyolites. In this area, the felsic and mafic rocks show gradual transitions, being the products of bimodal volcanism in the upper part of the Stronie Formation, accompanying pelitic sedimentation old app.

12. stretnutie Skupiny stredoeurópskych tektonických štúdií (CETeG – Central European Tectonic Studies Group) sa konalo 23. – 26. apríla 2014 v rekreačnom stredisku Lądek Zdrój v južnom Poľsku. Stretnutie zorganizovali Andrzej Żelaźniewicz, Mirosław Jastrzębski a Maksymilian Twyrdy za pomoci ďalších spoluorganizátorov z Inštitútu geologických vied Poľskej akadémie vied – výskumného centra Wroclaw, Univerzity Wroclaw, Poľského geologického ústavu – dolnosliezskej divízie a Univerzity Adama Mickiewicza v Poznani. Redaktormi zborníka konferenčných príspevkov a exkurzného sprievodcu, vydaných na báze časopisu Geologia Sudetica, vol. 42, boli vyššie uvedení hlavní organizátori podujatia (l. c.). Plnofarebná publikácia má vysokú vedeckú úroveň. Nižšie uvedená stručná charakteristika navštívených exkurzných lokalít vychádza z textov exkurzného sprievodcu (red. l. c.).

Predkonferenčná exkurzia 23. apríla 2014 bola zameraná na kryštalinikum orlicko-sněžnickej dómovej (brachyantiklinálnej) štruktúry (OSD). Podľa súčasných prác poľských geológov je toto kryštalinikum tvorené litológiou skupiny Młynowiec-Stronie so spodnou formáciou Młynowiec (strednostupňové metadroby so sporadickými preplástkami amfibolitov; <530 – 565 mil. r.) a vrchnou formáciou Stronie (svory a sporadické pararuly s grafitickými kvarcitmi v spodnej časti súvrstvia, mramormi v strednej časti a bázickými až kyslými metavulkanickými horninami vo vrchnej časti, 480 – 530 mil. r.). Celodennú exkurziu viedli Andrzej Żelaźniewicz, Jacek Szczepański, Sławomir Ilnicki, Mentor Murtezi, Aleksandra Redlińska-Marczyńska, Mirosław Jastrzębski, Wojciech Stawikowski a Bartosz Budzyń. Prvá exkurzná zastávka v západnej časti OSD prezentovala deformáciu a geochémiu metabazaltov v pohorí Bystrzyckie Gory v oblasti hradu Szczerba južne od obce Gniewoszów. Ďalšia – susediaca zastávka prezentovala metaryolity. Felzitické a mafické horniny v tejto oblasti sa vyznačujú spoločným vystupovaním, čo dokladá ich genézu ako produktov bimodálneho vulkanizmu počas pelitickej sedimentácie vo vrchnej časti formácie Stronie (vek cca 500 mil. r.). Počas tretej

500 Ma. Stop 3 presented structural and chemical records of the metasedimentary rocks of the Młoty Unit, being supposed to be equivalent of the Młynowiec Formation, cropping out in the eastern part of the OSD. Subsequently the excursion has continued to the eastern zone of OSD. Stop 4 at Międzygórze resort, presenting mutually alternating banded gneisses as well as augen gneisses (Gierałtów vs. Śnieżnik types) has initiated a vivid discussion about the reasons of the fabric differences: caused either by the differences in primary protolith, or explaining fabric differences between both types as a product of differing deformation gradient selectively applied in the same protolith. Tectonometamorphic overprint of quartzites in the lowest part of the Stronie Formation in the eastern limb of OSD was presented in stop 5 near the village of Stara Morawa. The last visited locality of the pre-conference excursion close to Bolesławów village, has presented a local migmatitization in paragneisses of the Młynowiec Formation.

The scientific program of the conference in the holiday resort Lądek Zdrój (24.–25. April 2014) started with the meeting opening speech by Andrzej Żelaźniewicz. Following invided lectures related to the structure and Phanerozoic evolution of the SW edge of the East European Craton in Poland – presented by Piotr Krzywiec et al., and the shale gas/oil exploration in Poland by the lecturer Pawel Poprawa. Two days scientific program consisted of 31 lectures, divided into sessions: Tectonic processes, Arc and back-arc processes, Orthogneiss formation, Sedimentary basin formation and basin inversion, Deep to shallow crustal processes, and Models of geological processes and structures. During the accompanied poster sessions altogether 41 high quality posters were on display for discussions.

The scientific program of the 12th GETeG meeting represented an excellent summary of modern methodical approaches in tectonic research. New tectonic results from the host region of Sudetes, but also of Silesia, neighbouring areas of the Bohemian Massif, Outer and Inner Western Carpathians, were territorially extended with high quality presentations about the Eastern Alps, Pannonian basin, central Morocco, southwestern Jordan, western Iran, Mongolian Gobi-Altai tectonic belt, NW Himalaya, and even the central part of Atlantic Ocean.

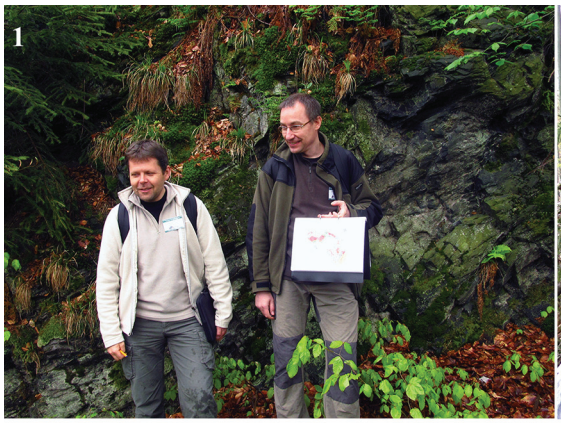
The post-conference excursion on 26. April 2014 was focused on the morphotectonics of the Upper Nysa Kłodzka Graben (NKG), being a part of the Intra-Sudetic Cretaceous Basin in NNW–SSE trending axial zone of the Orlica-Śnieżnik Dome. The excursion was led by Janusz Badura and Marta Rauch. First stop at the Idzików settlement – Pasterskie Skałki hill – presented subvertically dipping Upper Cretaceous conglomerates in the NE part of the NKG at bordering zone of Idzików Trough with the Śnieżnik Massif Range. Western side of the NKG was presented in stop 2. Large cross-bedding of the Middle Turonian sandstones in the lower level of active quarry and nearly horizontal position of sandstone beds in its upper level indicate nearly vertical movement of large tectonic blocks within the basement of the western part of NKG. Stop 3 at the Babilon Mountain at Piotrowice presented

exkurznej zastávky sa účastníci oboznámili so štruktúrnymi a geochemickými vlastnosťami metasedimentárnych hornín jednotky Młoty, ktorá sa považuje za ekvivalent formácie Młynowiec vystupujúcej vo východnej časti OSD. Následne exkurzia pokračovala do východnej časti OSD. Štvrtá zastávka v rekreačnej oblasti Międzygórze s prezentáciou vzájomne sa striedajúcich prúžkovaných rúl a veľkoporfýrických rúl (typy Gierałtów a Śnieżnik) iniciovala živú diskusiu o príčinách týchto textúrnych rozdielov. Prvá interpretácia ich vysvetľovala primárnymi rozdielmi predmetamorfnej litológie rúl, druhá interpretácia uvádzala rozdielny deformačný gradient selektívne duktilne deformujúci rovnaký protolit. Tektonometamorfný prepis kvarcitov z najspodnejšej časti formácie Stronie vo východnej časti ramena orlicko-sněžnického dómu (OSD) bol prezentovaný na piatej zastávke juhozápadne od obce Stara Morawa. Záverečná zastávka predkonferenčnej exkurzie bola venovaná migmatitizácii pararúl formácie Młynowiec na horskom hrebeni na juh od obce Bolesławów.

Vedecký program konferencie v rekreačnom stredisku Lądek Zdrój (24. – 25. apríl 2014) predstavil uvítacím prejavom Andrzej Żelaźniewicz. Následné vyzvané prednášky prezentovali štruktúru a fanerozoickú evolúciu juhozápadného okraja východoeurópskeho kratónu v Poľsku – prednášajúci Piotr Krzywiec et al. – a výsledky prieskumu bridlicového plynu/ropy v Poľsku – prednášajúci Pawel Poprawa. Dvojdňový vedecký program pozostával z 31 prednášok, rozdelených do nasledujúcich sekcií: tektonické procesy, procesy v zónach vulkanických oblúkov a zaoblúkových bazénov, genéza ortorúl, vznik sedimentárnych bazénov a inverzia bazénu, hlboko- a plytkokôrové procesy a tiež modely geologických procesov a štruktúr. Počas pararelných posterových sekcií bolo vystavených a prediskutovaných 41 posterov.

Vedecký program konferencie počas 12. stretnutia GETeG predstavoval kvalitnú sumarizáciu moderných metodických prístupov tektonického výskumu. Nové tektonické výsledky z hosťujúceho regiónu Sudet, ale tiež zo Sliezska, susediacich oblastí Českého masívu, Vonkajších a Vnútorných Západných Karpát boli teritoriálne rozšírené kvalitnými prezentáciami z Východných Álp, Panónskeho bazénu, centrálneho Maroka, juhozápadného Jordánska, západného Iránu, zóny Gobi-Altaj v Mongolsku, SZ Himalájí a dokonca z centrálnej časti Atlantického oceánu.

Pokonferenčná exkurzia 26. apríla 2014 bola zameraná na morfotektoniku grabenu v oblasti horného toku rieky Nysa Kłodzka (Nysa Kłodzka Graben – NKG), ktorý je časťou vnútrosudetského kriedového bazénu v osovej zóne orlicko-sněžnického dómu priebehu SSZ – JJV. Exkurziu viedli Janusz Badura a Marta Rauch. Prvá zastávka pri usadlosti Idzików – vrch Pasterskie Skałki – prezentovala subvertikálne sklonené vrstvy vrchnokriedových zlepencov v SV časti NKG, ohraničujúcich tróg Idzików oproti sněžnickému kryštalinickému masívu. Západná strana NKG bola prezentovaná počas druhej exkurznej zastávky. Výrazné šikmé zvrstvenie vrchnoturónskych pieskovcov v spodnej časti aktívneho kameňolomu a takmer horizontálna pozícia vrstiev pieskovca v jeho vrchnej časti indikujú takmer vertikálny pohyb tektonických blokov kryštalinického fundamentu v západnej časti NKG. Tretia exkurzná zastávka pri elevácii Babilon


1

2

3

4

5

6

7

8

a conspicuous morphostructure in the NE side of NKG. Last stop of the excursion – Czerwoniak Mt. at the Krosnowice village presents an important tectonic contacts of three differing geological units and their lithologies: Intra Sudetic Synclinorium, the Kłodzko Metamorphic Massif and the Nysa Graben.

In this place we express many thanks to Andrzej Żelaźniewicz and co-organizers for excellent scientific program of the 12th CETeG meeting and inspiring two days of excursions. With a great probability we will all meet again during the next CETeG meeting 2015, which will be organized in the Czech Republic.

neďaleko obce Piotrowice prezentovala nápadnú morfoštruktúru v severovýchodnej časti NKG. Poslednou exkurznou zastávkou bol vrch Czerwoniak pri obci Krosnowice, reprezentujúci významný tektonický kontakt troch rozdielnych geologických jednotiek a ich litológií: vnútrosudetského synklinória, metamorfného masívu Kłodzka a NKG.

Naše veľké poďakovanie si zaslúži Andrzej Żelaźniewicz a ďalší spoluorganizátori 12. stretnutia CETeG – konferencie s vynikajúcim vedeckým programom – a tiež inšpirujúcich dvoch exkurzných dní. S veľkou pravdepodobnosťou sa opäť všetci stretneme na ďalšom podujatí CETeG 2015, ktoré bude organizované v Českej republike.

◀**Fig. 1.** In the first excursion stop Sławomir Ilnicki and Jacek Szczepański explain the deformation and geochemistry of the metabasalts in the western part of the Orlica-Śnieżnik Dome – the Bystrzyckie Mts. near the Szczerba castle ruins south of the Gniewoszów village.

Obr. 1. Na prvej exkurznej zastávke Sławomir Ilnicki a Jacek Szczepański prezentujú deformáciu a geochémiu metabazaltov v západnej časti orlicko-sněžnickej dómovej štruktúry – pohorie Bystrzyckie Gory v oblasti hradu Szczerba južne od obce Gniewoszów.

Fig. 2. Excursion stop at Międzygórze resort, presenting mutually alternating banded gneisses as well as augen gneisses (Gierałtów vs. Śnieżnik types), has initiated a vivid discussion about the reasons of the fabric differences. Andrzej Żelaźniewicz explaining at the outcrop, Karel Schulmann is in the left side.

Obr. 2. Exkurzná zastávka v rekreačnej oblasti Międzygórze s prezentáciou vzájomne sa striedajúcich prúžkovaných rúl a veľkoporfýrických rúl (typov Gierałtów a Śnieżnik) iniciovala diskusiu o príčinách týchto textúrnych rozdielov. Pri odkryve vysvetľuje Andrzej Żelaźniewicz, prvý zľava Karel Schulmann.

Fig. 3. The last visited locality of the pre-conference excursion close to Bolesławów village presenting the migmatitization effects in paragneisses of the Młynowiec Formation. The man with a wooden stick is Wojciech Stawikowski. Mirosław Jastrzębski is holding a map. Right of them is László Fodor and Szilvia Kövér.

Obr. 3. V záverečnej lokalite predkonferenčnej exkurzie boli prezentované účinky migmatitizácie pararúl formácie Młynowiec. Vysvetľujúci geológ držiaci palicu je Wojciech Stawikowski. Mirosław Jastrzębski je za ním držiaci mapu. Vpravo sú László Fodor a Szilvia Kövér.

Fig. 4. Two-days conference has finished with a dinner, where László Fodor (right side) on behalf of participants has expressed many thanks to the main organizer Andrzej Żelaźniewicz (left). Ondrej Lexa is standing in the middle.

Obr. 4. Záver dvojdňovej konferencie bol tradične venovaný bilancovaniu počas slávnostnej večere. Hlavný organizátor vedeckého podujatia Andrzej Żelaźniewicz (vľavo) počas poďakovania účastníkov, ktoré tlmočil László Fodor (vpravo). V strede je Ondrej Lexa.

Fig. 5. Janusz Badura and Marta Rauch in the first stop of post-conference excursion – Pasterskie Skalki hill near the Idzików settlement explain the morphotectonics of the Upper Nysa Kłodzka Graben.

Obr. 5. Janusz Badura a Marta Rauch počas prvej zastávky pokonferenčnej exkurzie na vrchu Pasterskie Skalki pri usadlosti Idzików oboznamujú účastníkov s morfotektonikou grabenu v oblasti horného toku rieky Nysa Kłodzka.

Fig. 6. Steeply dipping beds of the Upper Cretaceous conglomerates in the NE part of the Nysa Kłodzka Graben at bordering zone of Idzików Trough with the Śnieżnik Massif Range.

Obr. 6. Subvertikálne sklonené vrstvy vrchnokriedových zlepencov v SV časti grabenu rieky Nysa Kłodzka, ohraničujúce tróg Idzików oproti sněžnickému kryštalinickému masívu.

Fig. 7. Cross-bedding of the Middle Turonian sandstones and nearly horizontal position of sandstone beds indicate nearly vertical movement of large tectonic blocks within the basement of the western part of the Nysa Kłodzka Graben.

Obr. 7. Šikmé zvrstvenie vrchnoturónskych pieskovcov a takmer horizontálna pozícia vrstiev indikujú takmer vertikálny pohyb tektonických blokov kryštalinického fundamentu v západnej časti grabenu v oblasti rieky Nysa Kłodzka.

Fig. 8. Last stop of the excursion – Czerwoniak Mt. at the Krosnowice village – tectonic contacts of three differing geological units: Intra Sudetic Synclinorium, the Kłodzko Metamorphic Massif and the Nysa Kłodzka Graben.

Obr. 8. Záverečná lokalita pokonferenčnej exkurzie – vrch Czerwoniak pri obci Krosnowice – tektonický kontakt troch rozdielnych geologických jednotiek: vnútrosudetského synklinória, metamorfného masívu Kłodzka a grabenu rieky Nysa Kłodzka.

PALEONTOLOGICKÝ SEMINÁR

Paleontological seminar

Adriena Zlinská

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

Abstract: *On 6. 2. 2014, the Paleontological Group at Slovak Geological Society organized a seminar, devoted to a life jubilee – the 90th birthday of doc. RNDr. Hedviga Bystrická, CSc., being a pathfinder of the calcareous nannoplankton investigation in Slovakia. The article describes important milestones of her professional career. Further text informs about other jubilees of members of the Slovak geological community, as well as contents of presented lectures.*

Key words: *paleontological seminar, biostratigraphy, lithostratigraphic units, Lúžna Formation*

Dňa 6. 2. 2014 usporiadala paleontologická skupina pri SGS seminár pri príležitosti vzácneho životného jubilea priekopníčky štúdia vápnitého nanoplanktónu doc. RNDr. Hedvigy Bystrickej, CSc. Doc. Bystrická sa narodila 2. 2. 1924 v Močaranoch, dnes súčasti Michaloviec. Dlhé roky prednášala na Katedre geológie a paleontológie PF UK v Bratislave a viedla cvičenia z paleontologických disciplín, predovšetkým z mikropaleontológie. Výsledky svojich štúdií publikovala v cca 40 prácach v rôznych odborných geologických časopisoch, našich aj zahraničných, so značným úspechom a priaznivým ohlasom.

doc. RNDr. Hedviga Bystrická, CSc.

Doc. Bystrická bola členkou skúšobnej komisie pre štátne záverečné skúšky, podpredsedníčkou rigoróznej komisie z paleontológie, školiteľkou pre kandidátov vied z paleontológie, členkou pre obhajoby DrSc. z paleontológie pri ČSAV, členkou Národného komitétu paleontológie pri ČSAV, členkou výboru paleontologickej odbornej skupiny pri SGS, členkou redakčnej rady Acta geologica et geographica Univ. Comen.

doc. RNDr. Ján Soták, DrSc.

Za svoju pedagogickú činnosť bola vyznamenaná bronzovou Medailou PF UK (1980), striebornou Medailou PF UK a RUK (1984), zlatou Medailou PF UK (1989) a titulom Ministerstva školstva – Zaslúžilý učiteľ (1984), v r. 2007 od SGS Medailou Jána Slávika za rozvoj a propagáciu vedy.

V mene paleontologickej obce jej do ďalších rokov želáme veľa zdravia a radosť v kruhu rodiny.

Súčasne sme si pripomenuli nedožité jubileum vedca svetového mena doc. RNDr. Jána Seneša, DrSc., ktorý sa narodil 3. februára 1924 v Košiciach. Svoj život zasvätil vede a pedagogickej činnosti. Zaslúžil sa aj o definíciu nových regionálnych geochronologických stupňov v neogéne. Publikoval 213 vedeckých prác, z toho 9 rozsiahlych monografií.

1. 1. 2014 oslávila 80. výročie narodenia RNDr. E. Čierna, ktorá sa venovala rozsievkam, a 18. 2. sa významný slovenský paleontológ prof. RNDr. Peter Holec, CSc., dožil 70 rokov. Jubilantom srdečne blahoželáme.

V rámci prednáškového popoludnia, ako aktuálnej predprípravy k XX. Kongresu KBGA v Tirane, odzneli príspevky na tému „Stav formálneho litostratigrafického členenia jednotiek Západných Karpát“:

J. Michalík, člen Slovenského národného geologického komitétu, poukázal na dôležitosť referenčných profilov. Spodnotriasovú jednotku lúžňanské súvrstvie, definovanú Fejdiovou (1980), prezentoval

doc. RNDr. Jozef Michalík, DrSc.

M. Olšavský. Stratotypom súvrstvia je zárez cesty č. 59 na Donovaloch. Bazálne spodnotriasové súvrstvie je rozšírené v tatriku, fatriku a veporiku. Referenčné profily sa nachádzajú v údolí JV od Liptovskej Lúžnej a v doline Studenec pod Malým Kriváňom. O zriedkavých fosílnych zvyškoch v nich porozprával V. Šimo. J. Soták charakterizoval vrchnokriedové, paleogénne a spodnomiocénne, N. Hudáčková neogénne litostratigrafické jednotky.

Auditórium

Kronika/Jubilee

Prof. Ing. Milan Matula, DrSc., sa v máji tohto roku dožil „90-tin"

Greetings to 90th birthday of Prof. Ing. Milan Matula, DrSc.

Zakladateľ modernej vednej disciplíny inžinierska geológia, prof. Ing. Milan Matula, DrSc., oslávil v máji tohto roku významné životné jubileum 90 rokov. Narodil sa 20. mája 1924 v Dolnom Ďure. Po absolvovaní základnej školy a gymnázia v Leviciach a v Prievidzi (1935 – 1943) vyštudoval na Stavebnej fakulte SVŠT v Bratislave (1946 – 1950). Následne, v období 1951 až 1954, absolvoval internú ašpirantúru na Baníckej fakulte SVŠT a na Fakulte geologicko-geografických vied UK (FGGV UK); školiteľom bol akademik Dmitrij Andrusov. V roku 1952 boli na FGGV UK zriadené dve nové katedry – katedra nerastných surovín a katedra inžinierskej geológie. Vládnym nariadením bolo ustanovené špecializované štúdium inžinierskej geológie a hydrogeológie a práve prof. Matula sa zhostil neľahkej úlohy formulovať náplň slovenskej inžinierskej geológie, resp. hydrogeológie, definovať smerovanie, vychovať kádre a vytýčiť koncepciu výskumu v oblasti inžinierskej geológie a hydrogeológie a aplikáciu výsledkov v praxi. Bol školiteľom desiatkam diplomantov a ašpirantov v študijnom odbore inžinierska geológia a hydrogeológia.

V roku 1955 prof. Matula obhájil vedeckú ašpirantúru (CSc.), v roku 1956 bol habilitovaný na docenta, v 1965 sa stal profesorom inžinierskej geológie a v roku 1967 získal vedeckú hodnosť doktora geologických vied (DrSc.).

Výsledkom jeho dlhoročnej vedeckej práce je viac ako 200 vedeckých a odborných publikácií, z toho 12 monografií a početné vysokoškolské učebnice. Významne sa podieľal na úlohách súvisiacich s hydrotechnickou

výstavbou (Nosice, VD Dunaj I, Wolfsthal – Bratislava, vodné diela na Hornáde, Gabčíkovo – Nagymaros). Zásadný je jeho príspevok do inžinierskogeologického mapovania, kde kolektív katedry inžinierskej geológie pod jeho vedením najskôr vo Zvolenskej kotline a neskôr na celom území Slovenska vytvoril inžinierskogeologické mapy v modernom formáte, ktoré ovplyvnili vývoj inžinierskogeologického mapovania v celom svete. Skúsenosti získané pri tvorbe máp uplatnil ako spoluautor v smernici pre inžinierskogeologické mapovanie (UNESCO, Paríž, 1976). V tejto súvislosti treba uviesť tiež významné monografie *Regionálna inžinierska geológia Slovenska* (1969) a *Regionálna inžinierska geológia ČSSR* (Matula a Pašek, 1986), ktoré sa stali fundamentom regionálneho inžinierskogeologického výskumu na Slovensku.

Ďalším vedeckým smerom v inžinierskej geológii, do ktorého jubilant prispel významnou mierou, je inžinierskogeologická typológia hornín a horninových masívov a výskum geodynamických procesov, ako aj racionálne hodnotenie interakcií geologického prostredia s technickými dielami v záujme ochrany životného prostredia – syntézu tohto výskumu predstavujú jubilantove monografie *Geológia a životné prostredie* (1979) a *Geológia v územnom plánovaní a výstavbe* (1995).

Okrem množstva publikácií prof. Matula prezentoval výsledky slovenského inžinierskogeologického výskumu na mnohých zahraničných a domácich konferenciách, často v úlohe generálneho reportéra na medzinárodných kongresoch IAEG. Na medzinárodných konferenciách predniesol viac ako 40 generálnych alebo panelových referátov. V rámci medzinárodnej asociácie inžinierskych geológov (IAEG) zastával funkciu predsedu komisie pre inžinierskogeologické mapovanie (1968 – 1982) a v roku 1982 bol zvolený za viceprezidenta IAEG.

Aj na domácej pôde sa jubilant angažoval v mnohých funkciách v školstve, rezortných geologických inštitúciách, v orgánoch SAV a ČSAV, v Slovenskej geologickej spoločnosti. Bol dlhoročným členom 5 edičných rád časopisov s geologickou problematikou, vrátane Mineralia Slovaca.

Vážený pán profesor, v mene pracovníkov ŠGÚDŠ, bývalých a súčasných členov redakčnej rady Mineralia Slovaca, Vám chceme popriať pevné zdravie, jasnú myseľ a ešte veľa pekných chvíľ v kruhu rodiny a priateľov.

P. Liščák

Na sedemdesiatku Michala Kaličiaka

Greetings to 70th birthday of doc. RNDr. Michal Kaličiak, CSc.

Dňa 2. apríla 2014 oslávil sedemdesiat rokov významný slovenský geológ, manažér, vulkanológ a vysokoškolský pedagóg doc. RNDr. Michal Kaličiak, CSc. Narodil sa v novohradskej dedine Rátka, okr. Lučenec, ktorá je situovaná pod najdlhším pliocénnym lávovým prúdom cerovskej bazaltovej formácie. V tom čase tento fakt jubilantovi zrejme nič nehovoril, ale v podstate bola načrtnutá určitá symbolická väzba medzi jeho rodiskom a profesionálnym smerovaním, pretože dominantnú časť svojej odbornej dráhy venoval poznávaniu neogénneho vulkanizmu Slovenska. Po absolvovaní základnej školy v rodnej obci navštevoval SVŠ vo Fiľakove, pričom dennodenne prechádzal okolo bazaltových lomov na kopci Chrasť, kde bolo možné nájsť pri ručnom tvarovaní (štiepaní) dlažobných čadičových kociek v uzavreninách aj kryštály aragonitu. Možno aj takáto skutočnosť sa votrela do podvedomia mladého študenta, pretože po maturite (1963) zamieril na geologické štúdiá na Prírodovedeckú fakultu UK v Bratislave, ktoré úspešne ukončil v roku 1968. Ako to bolo v tých časoch zaužívané, po ukončení štúdia okamžite nastúpil do zamestnania: do služieb GÚDŠ v Bratislave a zároveň spojil svoje životné kroky s ročníkovou spolužiačkou Elenou, rodenou Černákovou. Z manželstva sa narodili dve dcéry: Michaela (1970) a Ivana (1976).

Prvopočiatky jeho profesionálnej kariéry sú spojené s ložiskovým výskumom a mapovaním neovulkanitov na východnom Slovensku. Zrejme aj predmet profesionálneho záujmu spôsobil jeho prechod do Geologickej oblasti Košice, spadajúcej pod vtedajší Geologický prieskum, š. p. Spišská Nová Ves (1972). V tom istom roku obhájil rigoróznu prácu a získal titul doktor prírodných vied (RNDr.). Na novom pracovisku mohol naplno rozvinúť svoje schopnosti, keď riešil úlohy spojené s geologickým mapovaním, vyhľadávaním a prieskumom ložísk rudných nerastných surovín v oblasti Slanských vrchov. Uplatnil holistický prístup pri riešení v tejto sfére, pretože problematiku vzniku a lokalizáciu rudných objektov vo vulkanických štruktúrach skúmal cez otázky vzniku a vývoja neogénneho vulkanizmu v priestore a čase so zdôraznením na úlohu tektoniky. Ako prvý uplatnil modernú metódu výskumu založenú na litofaciálnej analýze a paleovulkanickej rekonštrukcii vulkanických štruktúr. Táto snaha vyústila do dešifrovania geologickej stavby Slanských vrchov

Obr. 1. Vytýčenie šachty na ložisku ortuťovej rudy Dubník (apríl, 1973). Dr. Kaličiak prvý zľava, tretí zľava Dr. Slavkay, hlavný geológ GP, š. p., druhý sprava Ing. Bartalský, riaditeľ, GP, š. p., štvrtý sprava Dr. Tözsér (archív ŠGÚDŠ).

s vyčlenením samostatných andezitových stratovulkánov s centrálnymi vulkanickými zónami ako perspektívnymi územiami na vyhľadávanie a prieskum nerastných surovín. Tieto lokality boli v ďalšom období predmetom rozsiahleho vyhľadávacieho prieskumu. Jubilant sa detailne venoval aj geologickej stavbe dubníckych opálových baní so zameraním na štruktúrnu väzbu mineralizácie, ako aj jej podrobnú mineralogickú charakteristiku. Logickým vyústením jeho odborného snaženia bolo obhájenie kandidátskej dizertačnej práce na tému „Metalogenetické pomery zlatobanského vulkanického aparátu v severnej časti Slanských vrchov", ktorou získal titul kandidát geologických vied (1979). Metalogenéza východoslovenských neovulkanitov sa stala základom jeho odbornej činnosti, čo bolo vyjadrené jeho spoluúčasťou na zostavení mapy rudných formácií karpatsko-balkánskej oblasti (vydal NEDRA, 1978), ako aj Metalogenetickej mapy ČSSR v mierke 1 : 500 000 v roku 1981 (eds. Ilavský a Sattran).

V roku 1981 bolo zriadené pracovisko GÚDŠ v Košiciach a jubilant bol poverený jeho organizačným a odborným vedením. Tento počin je hodnotený ako zvrat vo výskume geologickej stavby a vývoja neogénnych vulkanitov na východnom Slovensku. V tejto funkcii sa okrem riadenia a výchovy mladších kolegov venoval výskumu v ďalších neovulkanických regiónoch východného Slovenska (Zemplínske vrchy, Vihorlat a Popriečny) až do konca októbra 1995. Napriek tomu zostávajú Slanské vrchy hlavným predmetom jeho skúmania, kde boli podrobnou litostratigrafickou, petrografickou a štruktúrno-vulkanologickou analýzou vyčlenené litostratigrafické jednotky, odlišujúce sa vekom, litologicko-petrografickým zložením, formami a štruktúrou vulkanických telies. Vyčlenené boli aj menšie, parazitické vulkány. Na základe podrobného geologického mapovania v mierke 1 : 25 000 boli zostavené geologické mapy Slanských vrchov a vysvetlivky k nim zo severnej (1992) a južnej časti tohto pohoria (1996), pričom jubilant bol hlavným editorom a zodpovedným riešiteľom. V roku 1994 sa na Fakulte BERG TU v Košiciach habilitoval na docenta dizertačnou prácou na tému: „Geologický vývoj, stavba a metalogenéza neovulkanitov na východnom Slovensku."

V turbulentnom období po politickej zmene v roku 1989, keď sa rozohral zápas o miesto a postavenie slovenskej geológie v spoločnosti, bol jubilant posledné dva mesiace roku 1995 poverený riadením GÚDŠ v Bratislave. Od 1. 1. 1996 až do 31. marca 2001 pôsobil vo funkcii námestníka novovytvorenej Geologickej služby SR (vzniknutej fúziou GÚDŠ, Geofondu a š. p. Slovenská geológia v Spišskej Novej Vsi). Od 1. 5. 2000 bola organizácia premenovaná na Štátny geologický ústav Dionýza Štúra. Po odchode vtedajšieho riaditeľa RNDr. P. Greculu, DrSc., z funkcie bol na základe konkurzu menovaný ministrom životného prostredia L. Miklósom s účinnosťou od 1. apríla 2001 za riaditeľa ŠGÚDŠ. Na tomto poste zotrval do 31. mája 2008, keď odišiel do dôchodku na vlastnú žiadosť.

Obr. 2. Gratulácia od generálneho riaditeľa sekcie GaPZ MŽP Dr. Franzena ku šesťdesiatke. V pozadí O. Biksadská, Dr. Siman (Foto L. Martinský).

Obdobie počas jeho riadenia ústavu bolo charakteristické nielen intenzívnou finalizáciou vydávania základných geologických máp v mierke 1 : 50 000 z rôznych regiónov Slovenska (ukončených a aprobovaných 5 regiónov, otvorených 6 regiónov), ale aj rozšírením vedeckého spektra ústavu na riešenie problémov spojených s konkrétnymi požiadavkami spoločnosti – výskum úložiska rádioaktívneho odpadu z produkcie jadrových elektrární, výskum potenciálnych miest na podzemné ukladanie CO_2, vplyv zapojenia sa do edukačnej sféry vydávaním náučno-geologických (turistických) máp a budovaním geoparkov, ako aj začlenenie sa do riešenia multilaterálnych medzinárodných projektov v rámci EÚ. S nastupujúcou informatizáciou spoločnosti bolo potrebné vytvoriť funkciu námestníka pre informatiku, pretože stúpajúci objem dát a ich archivácia a spracovanie si takýto prístup vyžadovali. Jedným z významných výstupov tohto snaženia je digitálna mapa SR v mierke 1 : 50 000 vytvorená na základe máp príslušných mierok z už dokončených regiónov, ako aj v tomto roku končiaci projekt GeoIS zabezpečujúci prístup ku geologickým informáciám prostredníctvom internetu. Na zabezpečenie potrieb hlavnej činnosti ústavu boli potrebné nielen nutné organizačné zmeny, ale aj investície do výpočtovej techniky, laboratórneho a strojného zariadenia. Spomenieme aspoň niektoré, ktoré boli počas jubilantovho riadenia zakúpené, napr. atómový spektrometer, plynový chromatograf, bezoterový mlyn, analyzátor vario, spektrofotometer, kopírovacia jednotka...Taktiež bolo nutné investovať do opráv nehnuteľností: prestavby Geofondu, rekonštrukcie budov v Košiciach a Bratislave, prestavba a úprava nádvoria v areáli ústavu v Bratislave, výmena telefónnej ústredne.

Obr. 3. Posledný deň v práci. V rozhovore s Dr. Lexom a Dr. Lukáčikom (Foto Ľ.Kucharič).

Dlhodobo spolupracoval s Katedrou geológie a mineralógie FBERG TU v Košiciach, kde od r. 1989 prednášal cyklus výberových prednášok o neovulkanitoch Západných Karpát. Bol predsedom skúšobnej komisie pre záverečné skúšky v študijnom odbore geoprieskum, členom komisie pre obhajoby dizertačných prác v odbore ložisková geológia a užitá geofyzika, ako aj spoločnej komisie vo vednom odbore banská geológia. Taktiež bol garantom doktorandského štúdia v odbore geológia na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave.

Pôsobil ako člen a predseda vedeckej rady ŠGÚDŠ a bol aj členom Národného geologického komitétu SR. Rovnako obsažná bola jeho aktivita v redakčných radách vedeckých a odborných časopisov: Geologický průzkum Praha (1982 až 1986), Geologické práce – Správy, Západné Karpaty – Geológia (od r. 1982 až do odchodu do dôchodku), Slovak geological magazine a Mineralia Slovaca, kde bol predsedom redakčnej rady. Bol vedeckým redaktorom edície „Vysvetlivky ku geologickým mapám“ (1994 – 1997).

Výsledky svojej práce publikoval v 122 odborných článkoch a prezentoval na domácich a zahraničných konferenciách a kongresoch (KBGA Krakov, Moskva, Sofia, Athény, vulkanologické kongresy v Ankare a Neopole). Je autorom 36 rukopisných správ.

Pozn.: Zoznam publikácií a manuskriptov je pripojený.

Z tejto stručnej sondy do jubilantovej aktívnej kariéry je zrejmé, že jeho stopa v slovenskej geológii je neprehliadnuteľne výrazná, a to ako v odbornom, tak aj v manažérskom a pedagogickom spektre. Teraz, keď trávi dni na zaslúženom odpočinku, zostáva nám len zaželať mu, aby mal stále chuť urobiť filigránsku kľučku na futbalovom ihrisku, zmätúc protihráča, vyskočiť nad volejbalovú sieť a s rozmyslom umiestniť loptu do súperovho poľa, ako aj postarať sa o najmladšiu geologickú vrstvu v jeho záhradnej dŕžave. Po takýchto počinoch (pozor na dynamiku!!!) potom aj obľúbený zlatistý mok lepšie padne. Samozrejme, budeme radi, ak v prípade potreby poskytne svoj postoj, recenziu alebo názor na príslušný problém, ktorých sa v súčasnosti vyskytuje dostatočné množstvo.

Michal, myslím, že môžem v mene všetkých, s ktorými si počas svojej bohatej činnosti spolupracoval alebo iným spôsobom prišiel do kontaktu, zaželať Ti to možno trochu frázovité, ale reálne veľmi potrebné: dobré zdravie a ešte mnoga lieta v kruhu rodiny a priateľov!

Ľ. Kucharič

Zoznam publikácií a manuskriptov

Kaličiak, M., 1973: Chemizmus vulkanitov sv. časti Slanských vrchov v oblasti Zámutova. *Geol. Práce, Spr., 60, 291 – 299.*

Slávik, J., Kaličiak, M., Križáni, I. & Tözsér, J., 1973: Metalogenéza a nerastné suroviny východoslovenského terciéru. *Horn. Příbram. Sbor. předn., sekce Geologie ložisk nerostních surovin, 67 – 89.*

Slávik, J., Bacsó, Z., Križáni, I., Tözsér, J. & Kaličiak, M., 1974: Epigenetické zrudnenie východoslovenských neovulkanitov. *In: III. celoslovenská geologická konferencia, Bratislava, 215 – 221.*

Ďuďa, R. & Kaličiak, M., 1976: Nález barranditu na Slovensku. *Miner. Slov., 8, 2, 163 – 165.*

Slávik, J., Bagdasarjan, G. P., Kaličiak, M., Tözsér, J., Orlický, O. & Vass, D., 1976: Radiometričeskije vozrasty vulkaničeskich porod Vigorlata i Slanskich gor. *Miner. Slov., 8, 4, 318 – 334.*

Bagdasarjan, G. P., Vass, D., Tözsér, J., Orlický, O., Ďurica, D. & Kaličiak, M., 1977: Chronológia vulkaničeskich sobytij v pograničnoj zone Západnych Karpat i Vostočnych Karpat v svete radiometričeskich issledovanij. *In: Kongres KBGA, Kiev, 18 – 27.*

Ďuďa, R., Burda, P., Kaličiak, M. & Kaličiaková, E., 1977: Prejavy barytovo-fluoritovej mineralizácie na Hg ložisku Dubník. *Miner. Slov., 9, 2, 147 – 150.*

Ďuďa, R., Tözsér, J., Burda, P. & Kaličiak, M., 1977: Mineralogické pomery Hg ložiska Dubník. *Miner. Slov., 9, 6, 463 – 578.*

Filo, M., Kaličiak, M. & Slavkay, M., 1977: Geologicko-tektoničeskoe strojenie i metalogenezis vostočnoslovackich neovulkanitov. *In: Kongres KBGA, Kiev, 282 – 283.*

Grecula, P., Kaličiak, M. & Varga, I., 1977: Hornádsky zlomový systém a jeho problémy. *Miner. Slov., 9, 6, 419 – 448.*

Kaličiak, M., 1977: Geologicko-ložisková charakteristika zlatobanského rudného poľa. *In: Zbor. ref. Ložiskotvorné procesy ZK. Bratislava, 154 – 158.*

Kaličiak, M., Burda, P., Ďuďa, R. & Očenáš, D., 1977: Íly v hydrotermálnych zónach neovulkanitov pri Zlatej Bani. *Miner. Slov., 9, 1, 67 – 78.*

Kaličiak, M., Ďuďa, R. & Burda, P., 1977: Cu-mineralizácia severnej časti Slanských vrchov. *Miner. Slov., 9, 6, 495 – 500.*

Kaličiak, M., Ďuďa, R., Burda, P. & Kaličiaková, E., 1977: Geologicko--ložisková charakteristika dubnických opálových ložísk. *In: Zbor. Východoslov. múz. (Košice), Sér. AB, 7 – 21.*

Kaličiak, M. in Egel, L. (ed.) et al., 1977: Karta rudných formacii Karpato-balkanskoj oblasti 1 : 1 000 000. Moskva.

Bacsó, Z., Kaličiak, M., Knésl, J. & Tözsér, J., 1978: Prognózy ortuťových rúd na Slovensku. *In: Konf. k 25. výročiu KNSKU, Praha, 110 – 115.*

Ďurica, D., Kaličiak, M., Kreuzer, H., Müller, H., Slávik, J., Tözsér, J. & Vass, D., 1978: Sequence of recent radiometric age determinations. *Věst. Ústř. Úst. geol., 53, 2, 75 – 88.*

Kaličiak, M. in Egel, L. et al., 1978: Rudnije formacii Karpato--balkanskoj oblasti. *Moskva, Nedra, s. 236.*

Vass, D., Tözsér, J., Bagdasarjan, G. P., Kaličiak, M., Orlický, O. & Ďurica, I., 1978: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. *Geol. Práce, Spr., 71, 77 – 88.*

Ďuďa, R. & Kaličiak, M., 1979: Asociácia sekundárnych minerálov na antimónovom ložisku Zlatá Baňa. *In: Zbor. Východoslov. múz. (Košice), XX, 9 – 19.*

Ďuďa, R. & Kaličiak, M., 1979: Sekundárne sírany z Pustého poľa v zlatobanskom rudnom poli. *In: Zbor. Východoslov. múz. (Košice), XX, 77 – 82.*

Pospíšil, L. & Kaličiak, M., 1979: Geofyzikálny prieskum severnej časti Slanských vrchov zameraný na vyhľadávanie metalogenetických štruktúr. *In: Konf. Horn. Příbram. (Praha), 25 – 42.*

Pospíšil, L. & Kaličiak, M., 1979: Geologická interpretácia geofyzikálnych meraní v okolí Zlatej Bane. *Miner. Slov., 11, 2, 115 – 125.*

Tözsér, J. & Kaličiak, M., 1979: Tektonické faktory lokalizácie zrudnenia vo východoslovenských neovulkanitoch. Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa. Bratislava, sekcia geol. rudných ložísk, 405 – 416.

Ďuďa, R., Kaličiak, M., Križáni, I. & Tözsér, J., 1980: Genetické a formačné typy ortuťovej mineralizácie východného Slovenska. *In: Medzinárodný seminár Geologické dni J. Slávika, Košice, 101 – 112.*

Grecula, P., Kaličiak, M., Tözsér, J. & Varga, I., 1980: Geológia hraničnej zóny Západných Karpát v diele J. Slávika. Nové údaje, korelácie a otázky. Zákonitosti rozmiestnenia nerastných surovín. *In: Medzinárodný seminár Geologické dni J. Slávika, Košice, 17 – 32.*

Kaličiak, M., 1980: Geologická stavba a vývoj neogénneho subsekventného magmatizmu v oblasti zlatobanského vulkanického aparátu (severná časť Slanských vrchov). *Miner. Slov., 12, 1, 1 – 25.*

Kaličiak, M., Ďuďa, R., Kaličiaková, E. & Tözsér, J., 1980: Náčrt metalogenézy Slanských vrchov. *In: Medzinárodný seminár Geologické dni J. Slávika, Košice, 85 – 92.*

Tözsér, J. & Kaličiak, M., 1980: Vývoj neogénneho magmatizmu na pomedzí Východných a Západných Karpát. *In: Medzinárodný seminár Geologické dni J. Slávika, Košice, 93 – 100.*

Tözsér, J., Kaličiak, M. & Ďuďa, R., 1980: Postavenie Sb mineralizácie v metalogenéze Slanských vrchov. *In: Antimónové rudy Československa. Bratislava, 165 – 174.*

Kaličiak, M. & Ďuďa, R., 1981: Časový vývoj a formačné členenie zrudnenia v zlatobanskom rudnom poli. *Miner. Slov., 13, 1, 1 – 23.*

Kaličiak, M. in Ilavský, J. & Sattran, J. et al., 1981: Metalogenetická mapa ČSSR 1 : 500 000. Praha.

Kaličiak, M. & Tözsér, J., 1981: Surovinový potenciál zlatobanského vulkanického aparátu. Výsledky a perspektívy. *In: IV. celoslovenská geologická konferencia, Bratislava, zv. 4, 170 – 174.*

Kaličiak, M. in Ďuďa, R., Černý, P., Kaličiak, M., Tözsér, J., Ulrych, J. & Veselovský, F., 1982: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov. *Miner. Slov., Monogr., Bratislava, Alfa, 2, 98 s.*

Kaličiak, M., Gabriel, M. & Tomas, D., 1983: Žilníkové ložisko volfrámu Hemerdon v jz. Anglicku. *Miner. Slov., 15, 5, 471 – 472.*

Kaličiak, M., 1985: Development of the Neogene volcanic complex of the Slanské vrchy Mts. *In: Kongres KBGA, Krakow, 381 – 382.*

Orlický, O., Kaličiak, M. & Tözsér, J., 1985: Magnetické vlastnosti a paleomagnetizmus vulkanitov vrtu DK-1 v Slanských vrchoch. *Miner. Slov., 17, 5, 403 – 412.*

Kaličiak, M. et al., 1986: Základná geologická mapa 1 : 25 000, list Herľany. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M., Janočko, J. & Spišák, Z., 1986: Základná geologická mapa 1 : 25 000, list Červenica. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M., Konečný, V. & Lexa, J., 1986: Paleovulkanická rekonštrukcia stratovulkánov Vihorlatu a Popriečneho. *Region. Geol. Západ. Karpát, 123 – 126.*

Karoli, S., Molnár, J., Kaličiak, M., Janočko, J. & Spišák, Z., 1986: Základná geologická mapa 1 : 25 000, list Prešov. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Bacsó, Z., Burian, J., Divinec, Ľ., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J. & Štohl, J., 1987: Neovulkanity Slovenska. Tektonické, látkové a vulkanologické aspekty prognózovania rudných surovín. *In: Konferencia II. geologické dni J. Slávika, Košice, 71 – 96.*

Baňacký, V., Molnár, J., Kaličiak, M., Vass, D., Janočko, J. & Spišák, Z., 1987: Základná geologická mapa 1 : 25 000, list Hlinné. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Baňacký, V., Molnár, J., Kaličiak, M., Vass, D., Janočko, J. & Spišák, Z., 1987: Základná geologická mapa 1 : 25 000, list Čaklov. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Baňacký, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Lexa, J., Straka, P., Vass, D., Vozár, J. & Vozárová, A., 1987: Geologická mapa južnej časti Východoslovenskej nížiny a Zemplínskych vrchov 1 : 50 000. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M., Janočko, J., Karoli, S., Baňacký, V. & Spišák, Z., 1987: Základná geologická mapa 1 : 25 000, list Banské. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. & Repčok, I., 1987: Rekonštrukcia časového vývoja vulkánov severnej časti Slanských vrchov. *Miner. Slov., 19, 5, 401 – 415.*

Kaličiak, M., 1988: Geologická stavba stratovulkánu Strechový vrch v Slanských vrchoch. *Miner. Slov., 20, 5, 417 – 433.*

Kaličiak, M. in Hámor, G. et al., 1988: Neogene paleogeographic atlas of central and eastern Europe. Budapest.

Kaličiak, M., Karoli, S., Molnár, J. & Žec, B., 1988: Pozícia a stavba neovulkanitov v terciérnych sedimentoch severne od Prešova. *Miner. Slov., 20, 5, 435 – 453.*

Repčok, I., Kaličiak, M. & Bacsó, Z., 1988: Vek niektorých vulkanitov východného Slovenska určený metódou stôp po štiepení uránu. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral., 11, 78 – 88.*

Baňacký, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Lexa, J., Straka, P., Vass, D., Vozár, J. & Vozárová, A., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape južnej časti Východoslovenskej nížiny a Zemplínskych vrchov 1 : 50 000. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 143 s.*

Halmešová, S., Kaličiak, M., Marušiaková, D. & Pospíšil, L., 1989: The role of geophysical and remote sensing methode in detection of new metallogenetic zones in the East Slovakian neovulcanic region. *In: Kongres KBGS, Sofia, 135 – 136.*

Kaličiak, M., 1989: Intravulkanická panvička pri obci Banské v Slanských vrchoch. *Geol. Práce, Spr., 90, 71 – 80.*

Kaličiak, M., 1989: Výsledky geologického výskumu v Slanských vrchoch a Košickej kotline. *In: Konferencia Teoretické a praktické poznatky výskumu, prieskumu a exploatácie nerastných surovín. Herľany, 73 – 75.*

Kaličiak, M., 1989: Geologická stavba v širšom okolí Herlian. *In: Konferencia Teoretické a praktické poznatky výskumu, prieskumu a exploatácie nerastných surovín. Herľany, 88 – 91.*

Kaličiak, M., 1989: Metalogenéza intruzívnych komplexov východoslovenských neovulkanitov. *In: Seminár Metalogenéza malých intrúzií neovulkanitov Slovenska (Banský Studenec), 50 – 51.*

Kaličiak, M., 1989: Paleovulkanická rekonštrukcia andezitových stratovulkánov Slanských vrchov. *In: Kongres KBGA, Sofia.*

Kaličiak, M., Konečný, V. & Lexa, J., 1989: Štruktúry a vývoj neogénnych vulkanitov Slovenska vo vzťahu k blokovej tektonike. *Geol. Práce, Spr., 88, 79 – 103.*

Kaličiak, M., Lexa, J. & Határ, J., 1989: Prejavy hydrotermálnej mineralizácie pri Zemplíne. *Region. Geol. Západ. Karpát, 25, 217 – 226.*

Štohl, J. & Kaličiak, M., 1989: Porovnanie metalogenézy stredoslovenských a východoslovenských neovulkanitov. *Miner. Slov., 21, 5, 397 – 402.*

Gnojek, I. & Kaličiak, M., 1990: Časový vývoj neogénneho andezitového vulkanizmu na východnom Slovensku na základe magnetostratigrafickej stupnice. *Miner. Slov., 22, 6, 499 – 506.*

Kaličiak, M., Karoli, S., Molnár, J. & Janočko, J., 1990: Geologická stavba a štruktúrny vývoj Košickej kotliny a Slanských vrchov. *In: V. celoslovenská geologická konferencia, Bratislava, 56 – 58.*

Kaličiak, M., Konečný, V. & Lexa, J., 1990: Výsledky regionálneho výskumu neovulkanitov Slovenska. *In: V. celoslovenská geologická konferencia, Bratislava, 54 – 55.*

Kaličiak, M. & Pospíšil, L., 1990: Neogénny magmatizmus transkarpatskej depresie: geologické a geofyzikálne zhodnotenie. *Miner. Slov., 22, 6, 481 – 498.*

Kaličiak, M. & Žec, B., 1990: Intruzívny komplex vo východnej časti stratovulkánu Strechový vrch (Slanské vrchy) a jeho prognózne aspekty. *Geol. Práce, Spr., 91, 41 – 48.*

Kaličiaková, E. & Kaličiak, M., 1990: Geologická stavba a metalogenéza stratovulkánu Šťavica (Slanské vrchy). *Miner. Slov., 22, 4, 319 – 324.*

Štohl, J., Bacsó, Z., Burian, J., Divinec, Ľ., Fillo, M., Kaličiak, M., Knésl, J., Lexa, J. & Smolka, J., 1990: Rudné suroviny v terciéri Západných Karpát, stav poznania, prognózne hodnotenie. *In: V. celoslovenská geologická konferencia, 59 – 75.*

Gabriel, M. & Kaličiak, M., 1991: Mapa nerudných surovín Československa 1 : 500 000. *Ústř. Úst. geol., Praha.*

Kaličiak, M. et al., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape Slanských vrchov a Košickej kotliny 1 : 50 000. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 231 s.*

Kaličiak, M., Baňacký, V., Jacko, S., Janočko, J., Karoli, S., Molnár, J., Petro, Ľ., Spišák, Z., Vozár, J. & Žec, B., 1991: Geologická mapa Slanských vrchov a Košickej kotliny – severná časť 1 : 50 000. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M., Konečný, V. & Lexa, J., 1991: Interud structure of the Neogene stratovulcanoes in Western Carpathians. *In: Abstracts: International Conference on Active Volcanoes and Risk Mitigation, Napoli.*

Vass, D., Čverčko, J., Elečko, M., Kaličiak, M., Moňkovský, M. & Vozár, J., 1991: Odkrytá geologická mapa Východoslovenskej nížiny 1 : 100 000. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M., 1992: Vývoj a metalogenéza východoslovenských neovulkanitov. *In: 8. banícka vedecko-technická konferencia pri príležitosti 40. výročia BF TU, Košice, 84 – 89.*

Kaličiak, M. & Žec, B., 1992: Phlagrejské polia pri Neapole. *Geol. Průzk., 34, 8.*

Kaličiak, M. & Žec, B., 1992: Vesuv a jeho vulkanická aktivita. *Geol. Průzk., 34, 10.*

Kaličiaková, E. & Kaličiak, M., 1992: História geologických výskumov a prieskumov vo východoslovenských neovulkanitoch. *In: Zbor. Východoslov. múz. (Košice), XXXII – XXXIII, 165 – 182.*

Žec, B. & Kaličiak, M., 1992: Medzinárodná konferencia o aktívnych vulkánoch. *Geol. Průzk., 34, 2.*

Žec, B. & Kaličiak, M., 1992: Za vulkánmi v Taliansku. *Geol. Průzk., 34, 7.*

Žec, B. & Kaličiak, M., 1992: Geológia na Stromboli. *Geol. Průzk., 34, 9.*

Kaličiak, M., 1993: The Zlatá Baňa ore deposit. *In: Fiel Conference on Plate Tectonic Aspect of Alpine Metallogenny in the Carpatho-Balcan Region and TUGS/UNESCO Deposit Modelling Workshop, Budapest 1993.*

Kaličiak, M., Baňacký, V., Jacko, S., Karoli, S., Petro, Ľ., Spišák, Z., Vozár, J. & Žec, B., 1993: Geologická mapa Slanských vrchov a Košickej kotliny – južná časť 1 : 50 000. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Lexa, J., Konečný, V., Kaličiak, M. & Hojstričová, V., 1993: Distribúcia vulkanitov karpatsko-panónskeho regiónu v priestore a čase. *In: Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 57 – 69.*

Štohl, J., Lexa, J. & Kaličiak, M., 1993: Genetic Models of various preceous and base metal deposits in West Carpathians. *In: Abstracts in Field Conference on Plate Tectonic Aspect of Alpine Metallogeny in the Carpatho-Balcan Region and TUGS/UNESCO Deposit Modelling Workshop, Budapest 1993.*

Bodnár, J., Filo, M., Kaličiak, M. & Zeman, I., 1994: Prínos geofyzikálnych reinterpretácií pri riešení geologickej stavby v regióne Slanské vrchy a Košická kotlina. *In: Konf. III. geologické dni J. Slávika, Košice. GÚDŠ, Bratislava.*

Kaličiak, M., 1994: Neovulkanity východného Slovenska – zdroj vulkanogénnych ložísk. *In: Konferencia III. geologické dni J. Slávika, Košice. GÚDŠ, Bratislava.*

Štohl, J., Lexa, J., Kaličiak, M. & Bacsó, Z., 1994: Metalogenéza žilníkových polymetalických mineralizácií v neovulkanitoch Západných Karpát. *Miner. Slov., 26, 75 – 117.*

Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J. & Konečný, P., 1995: Geologická stavba Vihorlatských vrchov. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 18, 98.*

Kaličiak, M., Pécskay, Z., Konečný, V. & Lexa, J., 1995: Evolution of the Vihorlat Neogene volcanie vange based on K/Ar dating. *Proceeding of the XV. Congress of the CBGA, Athens, Geol. Soc. Greece, Sp. Publ., 4, 523 – 526.*

Kaličiak, M. & Žec, B., 1995: Review of Neogene volcanism of Eastern Slovakia. *In: Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region (Pisa – Roma). Acta Vulcanol., Special Issue, 7, 2, 87 – 95.*

Kováč, P., Vass, D., Janočko, J., Karoli, S. & Kaličiak, M., 1995: Tectonic history of the East Slovakian Basin deling the Neogene. ESRI Occasional Publication 11 A: Slovakian Geology: Koráb Memorial Volume 1 – 16, South Karolina University.

Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. & Vozárová, A., 1996: Geologická mapa Slovenska 1 : 500 000. *GS SR, Bratislava.*

Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. & Vozárová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 77 s.*

Kaličiak, M., Baňacký, V., Bodnár, J., Dubéciová, A., Jacko, S., Janočko, J., Jetel, J., Karoli, S., Petro, Ľ., Spišák, Z., Syčev, V., Zlinská, A. & Žec, B., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape južnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny 1 : 50 000. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 206 s.*

Žec, B., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S., Baňacký, V., Karoli, S., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, Ľ., Spišák, Z., Bodnár,

J., Jetel, J., Boorová, D. & Zlinská, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov 1 : 50 000. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 254 s.*

Bezák, V., Kaličiak, M., Maglay, J., Nagy, A., Suk, M., Suková, H. & Valachovič, A., 1999: Kameň a víno. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 66 s.*

Vass, D., Janočko, J., Karoli, S., Pereszlényi, M., Slávik, J. & Kaličiak, M., 2000: Paleography of the East Slovakia Basin. *Slovak Geol. Mag., 6, 4, 377 – 407.*

Cambel, B., Slavkay, M. & Kaličiak, M., 2001: Významní slovenskí geológovia. *Bratislava, Veda.*

Grecula, P. (ed.), Bartalský, J., Cambel, B., Herčko, I., Kaličiak, M., Matula, M., Melioris, L., Polakovič, D., Slavkay, M., Sombathy, L. & Šefara, J., 2002: História geológie na Slovensku. Zväzok I. *Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 748 s.*

Filo, M., Kubeš, P., Konečný, V., Šimon, L., Lexa, J., Kaličiak, M. & Gluch, G., 2003: Zdroje geomagnetických anomálií v Stredoslovenských neovulkanitoch. *Geol. Práce, Spr., 107, 1 – 105.*

Janočko, J., Elečko, M., Karoli, S., Konečný, V., Kováč, M., Nagy, A., Vass, D., Jacko, S. & Kaličiak, M., 2003: III. Sedimentary evolution of the Tertiary basins of the Western Carpathian. *Miner. Slov., 35, 3 – 4, 181 – 254.*

Kaličiak, M. & Hanzel, V., 2003: Jubileum RNDr. Miroslava Slavkaya, PhD. *Miner. Slov., 35, 2, Geovest., 16 – 21.*

Janočko, J., Elečko, M., Karoli, S., Konečný, V., Kováč, M., Nagy, A., Vass, D., Jacko, S. & Kaličiak, M., 2003: Sedimentary evolution of the Tertiary basins of the Western Carpathians. *Miner. Slov., 35, 3 – 4, 181 – 254.*

Kaličiak, M. & Martinský, L., 2003: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra. Ročenka 2003. *ŠGÚDŠ, Bratislava, 47 s.*

Janočko, J., Elečko, M., Karoli, S., Konečný, V., Kováč, M., Nagy, A., Vass, D., Jacko, S. & Kaličiak, M., 2003: Third sedimentary evolution of the Tertiary basins of the Western Carpathian. *Miner. Slov., 35, 3 – 4, 181 – 254.*

Kaličiak, M., 2003: Zdravica k 80. narodeninám RNDr. Ota Fusána, DrSc. *Geol. Práce, Spr., 107, 39.*

Filo, M., Konečný, V., Kubeš, P., Šimon, L., Dublan, L., Kaličiak, M., Lexa, J. & Gluch, A., 2003: Zdroje magnetických anomálií v neovulkanitoch Slovenska. *Geol. Práce, Spr., 107, 47 – 172.*

Žec, B. & Kaličiak, M., 2004: A character and distribution of the arc--type basaltic andesite to andesite volcanism in the East Slovakian Neogene volcanic region, Slovakia. Abstract Volume of the Second International Maar Conference 21 – 26 September 2004, Lajosmisze/Kecskemét, Hungary. Vol. 203: Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary. Budapest: Geological Institute of Hungary, 105 s.

Kaličiak, M. & Šimon, L., 2004: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra 50 rokov vydáva odborný časopis Geologické práce, Správy. *Geol. Práce, Spr., 110, 7 – 9.*

Bezák, V., Broska, I., Ivanička, J., Reichwalder, P., Vozár, J., Polák, M., Havrila, M., Mello, J., Biely, A., Plašienka, D., Potfaj, M., Konečný, V., Lexa, J., Kaličiak, M., Žec, B., Vass, D., Elečko, M., Janočko, J., Pereszlényi, M., Marko, F., Maglay, J. & Pristaš, J., 2004: Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. *MŽP SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Bezák, V., Broska, I., Elečko, M., Havrila, M., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Plašienka D., Polák, M., Potfaj, M. & Vass, D., 2004: Vysvetlivky k tektonickej mape Slovenskej republiky 1 : 500 000. *MŽP SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 71 s.*

Janočko, J., Elečko, M., Kováč, M., Nagy, A., Karoli, S., Konečný, V., Baráth, I., Bielik, M., Dérerová, J., Dudášová, V., Fordinál, K., Halásová, E., Harčová, E., Hlavatý, I., Hók, J., Hudačková, N., Hurai, V., Huraiová, M., Kaličiak, M., Konečný, P., Kotulák, P., Král, J., Lexa, J., Marko, F., Pivko, D., Rakús, M., Slamková, M., Sýkora, M., Šefara, J., Šimon, L., Šucha, P., Vass, D., Verdon, P., Zlinská, A. & Žecová, K., 2004: Záverečná správa za tektogenézu sedimentárnych panví Západných Karpát: Úloha 130: Tektogenéza sedimentárnych panví Západných Karpát. *MŽP SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 104 s.*

Kaličiak, M. & Franzen, J., 2005: Geológia na Slovensku, súčasný stav a perspektívy. *Miner. Slov., 37, 3, 171 – 174.*

Bezák, V., Elečko, M., Fordinál, K., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Polák, M., Potfaj, M., Šimon, L. & Žec, B., 2005: Príprava prehľadnej geologickej mapy Slovenskej republiky 1 : 200 000. *Geol. Práce, Spr., 111, 57 – 60.*

Bezák, V., Broska, I., Ivanička, J., Reichwalder, P., Vozár, J., Polák, M., Havrila, M., Mello, J., Biely, A., Plašienka, D., Potfaj, M., Konečný, V., Lexa, J., Kaličiak, M., Žec, B., Vass, D., Elečko, M., Janočko, J., Pereszlényi, M., Marko, F., Maglay, J. & Pristaš, J., 2005: Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 50 000. *Miner. Slov., 37, 3, 467.*

Pécskay, Z., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J. & Žec, B., 2005: Timing of volcanic in the Vihorlatské vrchy mountain range, Eastern Slovakia. *Miner. Slov., 37, 3, 483 – 484.*

Grecula, P., Baňacký, V., Bezák, V., Bielik, M., Bujalka, P., Cambel, B., Ďurkovič, T., Elečko, M., Franko, O., Gargulák, M., Hanzel, V., Hovorka, D., Janočko, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Kucharič, Ľ., Maglay, J., Marschalko, R., Matula, M., Melioris, L., Melo, J., Michalík, J., Plašienka, D., Polakovič, D., Polák, M., Pristaš, J., Reichwalder, P., Samuel, O., Stráník, Z., Šarík, I., Šefara, J., Vass, D., Vozár, J., Bartalský, J., Herčko, I., Slavkay, M. & Sombathy, L., 2006: História geológie na Slovensku. Zv. 2. *Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 942 s.*

Bezák, V., Elečko, M., Fordinál, K., Ivanička, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Polák, M., Potfaj, M. & Žec, B., 2006: Prehľadná geologická mapa v mierke 1 : 200 000. Záverečná správa. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 54 s.*

Bezák, V., Elečko, M., Fordinál, K., Ivanička, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Polák, M., Potfaj, M. & Žec, B., 2006: Spoločné vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape SR v mierke 1 : 200 000. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 552 s.*

Bezák, V., Biely, A., Broska, I., Bóna, J., Buček, S., Elečko, M., Filo, I., Fordinál, K., Gazdačko, Ľ., Grecula, P., Hraško, Ľ., Ivanička, J., Jacko, S., Jacko, S., Janočko, J., Kaličiak, M., Kobulský, J., Kohút, M., Konečný, V., Kováčik, M., Kováčik, M. (Ke), Lexa, J., Madarás, J., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Németh, Z., Olšavský, M., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M., Pristaš, J., Siman, P., Šimon, L., Teťák, F., Vozárová, A., Vozár, J. & Žec, B., 2009: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape Slovenskej republiky 1 : 200 000. *Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 534 s.*

Kaličiak, M., Antalík, M., Bodiš, D., Gargulák, M., Hraško, Ľ., Káčer, Š., Klukanová, A., Konečný, P., Král, J., Krippelová, A., Kucharič, Ľ., Mackových, D., Madarás, J., Martinský, L., Olšinová, O., Príhodová, K., Rapant, S., Slaninka, I., Šipošová, G. & Tuček, Ľ., 2010: 70 rokov Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra. *Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 80 s.*

Nepublikované práce a správy

Slávik, J. & Kaličiak, M., 1971: Metalogenetická mapa 1 : 200 000, list Trebišov – Čiema s vysvetlivkami. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Slávik, J. & Kaličiak, M., 1971: Metalogenetická mapa 1 : 200 000, list Snina s vysvetlivkami. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Slávik, J. & Kaličiak, M., 1971: Metalogenetická mapa 1 : 200 000, list Košice – Zborov s vysvetlivkami. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M., 1972: Základný geologický výskum neovulkanitov západnej časti Vihorlatu. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M., 1977: Metalogenetické pomery zlatobanského vulkanického aparátu v S časti Slanských vrchov [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 114 s.*

Kaličiak, M. in Burian, J. et al., 1978: Rozpracovanie doporučení v oblasti kritérií a metodiky prognózovania Cu, Mo, Pb, Zn, Au zrudnenia v intruzívnych vulkanických pásmach. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Spišská Nová Ves.*

Kaličiak, M. et al., 1979: Záverečná správa a výpočet zásob úlohy Kapušany – Slanec VP – Hg a polymetalické rudy (časť Zlatá Baňa). *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 168 s.*

Kaličiak, M., 1982: Vysvetlivky ku geologicko-tektonickej mape 1 : 10 000 oblasti Keceroviec. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. in Vass, D. et al., 1982: Geologicko-seizmo-tektonická štúdia – jaderná elektráreň východné Slovensko. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. in Baňacký, V. et al., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000 severnej časti Východoslovenskej nížiny. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. in Baňacký, V. et al., 1984: Vysvetlivky ku geologickým mapám VSN 1 : 25 000, listy 38-341, 38-343, 38-332. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M., Konečný, V. & Lexa, J., 1984: Štruktúrno-vulkanologická schéma Vihorlatu a Popriečneho v mierke 1 : 50 000 s vysvetlivkami. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. (ed.) et al., 1984: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 131. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. (ed.) et al., 1985: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 38-113. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. in Karoli, S. (ed.) et al., 1985: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 37-222. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. (ed.) et al., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 38-132. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. in Molnár, J. (ed.) et al., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 27-444. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. in Baňacký, V. (ed.) et al., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000 južnej časti Východoslovenskej nížiny. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. in Baňacký, V. (ed.) et al., 1987: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy 38-112 a 38-114. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. (ed.) et al., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 38-111. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. in Baňacký, V. (ed.) et al., 1988: Vysvetlivky k mape prognóznych zdrojov nerastných surovín Východoslovenskej nížiny v mierke 1 : 100 000. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. (ed.) et al., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000 Slanské vrchy a Košická kotlina – severná časť. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M., Ďuďa, R. & Stolár, M., 1989: Vysvetlivky k regionálnej mape ložísk a prognóz nerastných surovín 1 : 50 000 Slanské vrchy a Košická kotlina – severná časť. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M., 1989: Vysvetlivky k odkrytej geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Stolár, M., Kaličiak, M. & Šimon, L., 1990: Prognózne zdroje stavebného a dekoračného kameňa neovulkanitov Slovenska. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. in Žec, B. et al., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 38-134 (Sečovce-4). *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. et al., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 38-311 a 38-313. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. in Karoli, S. et al., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 38-133 (Sečovce). *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. in Bodnár, J. et al., 1992: Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií. Región Košická kotlina a Slanské vrchy. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. et al., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000 Slanské vrchy a Košická kotlina – južná časť. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 272 s.*

Kaličiak, M., Bodnár, J. & Dubéciová, A., 1993: Regionálna mapa ložísk a prognóz nerastných surovín južnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny v mierke 1 : 50 000. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 97 s.*

Kaličiak, M. in Vass, D. et al., 1993: Sedimentologicko-paleogeografická analýza východoslovenskej panvy. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Štohl, J., Lexa, J., Kaličiak, M. & Bacsó, Z., 1993: Metalogenéza žilníkových polymetalických mineralizácií v neovulkanitoch Západných Karpát. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. & Žec, B., 1994: Zhodnotenie perspektív vyhľadávania uhľovodíkov vo vybraných oblastiach Západných Karpát, oblasť Slanské vrchy, Vihorlatské vrchy. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. in Žec, B. et al., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 38-123, 38-124, 38-142, 8-211, 38-213, 38-231. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Kaličiak, M. in Žec, B. et al., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000 Vihorlatské a Humenské vrchy. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Životné jubileum doc. RNDr. Stanislava Rapanta, DrSc.

Greetings to 60th birthday of doc. RNDr. Stanislav Rapant, DrSc.

V auguste 2014 oslávi životné jubileum doc. RNDr. Stanislav Rapant, DrSc., ktorý celú svoju profesionálnu kariéru zasvätil geológii, či už ako vedec, alebo pedagóg. Geológii a Štátnemu geologickému ústavu Dionýza Štúra zostal verný od skončenia štúdia geológie v roku 1977 až po dnešok.

Doc. Stanislav Rapant sa narodil 12. 8. 1954 v Bratislave, kde prežil detstvo, stredoškolské i vysokoškolské roky. Odbor geológia, so zameraním na geochémiu, vyštudoval na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave, kde sa už na Katedre geochémie postupne venoval hydrogeochemickej problematike. V tomto trende pokračoval a počiatočné hydrogeochemické znalosti rozvíjal postupne do environmentálnej geochémie až špeciálnej disciplíny medicínskej geochémie.

V ŠGÚDŠ sa doc. Rapant postupne vyprofiloval ako vedec, geochemik a hydrogeochemik, ale celú svoju profesionálnu kariéru venoval aj výchove študentov ako prednášajúci na viacerých vysokých školách, ale predovšetkým na materskej Katedre geochémie PFUK. Celkovo vychoval 10 diplomantov a 5 doktorandov. V tejto symbióze vedy a pedagogiky pokračuje doc. Rapant aj v súčasnosti a nepochybne je to jeho významná osobnostná črta. Ďalšou charakteristickou črtou je systematickosť a precíznosť, s akou rozvíjal svoje odborné, vedecké a pedagogické schopnosti.

Rigoróznu skúšku so špecializáciou geochémia absolvoval na PFUK v r. 1979, kandidátsku prácu (CSc.) z vedného odboru geochémia obhájil tiež na PFUK v r. 1991. V r. 1998 absolvoval habilitačnú prednášku (hosťujúci docent, PFUK) a v r. 2000 obhájil vedecký kvalifikačný stupeň IIa. V r. 2005 obhájil habilitačnú prácu habilitačnou prednáškou pred vedeckou radou PFUK Bratislava. V roku 2008 dosiahol vedeckú hodnosť DrSc. obhajobou doktorskej dizertačnej práce v Slovenskej akadémii vied v Bratislave.

Je obdivuhodné, že pri systematickom prístupe k rozvoju vedeckej kariéry a pedagogických povinností sa doc. Rapant venoval aj manažérskym a spolkovým aktivitám v geologickej komunite, kde dosiahol významné postavenie vo viacerých spoločnostiach a komisiách. Od r. 2010 je členom Slovenského geologického komitétu, od r. 1994 pôsobil v Slovenskej geologickej rade, kde v rokoch 2005 – 2007 zastával funkciu predsedu rady. Od roku 2002 je doc. Rapant korešpondenčným členom výboru za Slovensko pri Society of Environmental Geochemistry and Health. Od r. 2002 do r. 2009 bol zakladateľom a predsedom Slovenskej asociácie geochemikov, ktorá vďaka jeho úsiliu ďalej rozvíja čulé zahraničné kontakty. Je tiež dlhoročným členom Slovenskej geologickej spoločnosti a Slovenskej asociácie hydrogeológov. Od roku 2004 je aktívnym členom významnej medzinárodnej spoločnosti Medical Geology.

Doc. Rapant dlhé obdobie pracoval ako aktívny člen aj vo vedeckej rade ŠGÚDŠ, v redakčnej rade ŠGÚDŠ Vysvetlivky ku geologickým mapám a aprobačnej komisii ŠGÚDŠ ku geologickým mapám.

V rámci svojich pedagogických aktivít pôsobí od roku 1997 ako člen SOK a školiteľ doktorandského štúdia pre vedný odbor geochémia (PFUK), od r. 1997 tiež ako člen komisie pre štátne záverečné skúšky bakalárskeho a magisterského štúdia v študijných odboroch environmentalistika a geológia a od r. 2000 ako člen komisie pre rigorózne skúšky v študijných odboroch environmentalistika a geochémia.

V ŠGÚDŠ (GS SR) pôsobí doc. Rapant dlhodobo ako vedecký pracovník a zároveň významný manažér. V r. 1992 – 2001 zastával v ŠGÚDŠ funkciu vedúceho odd. geochémie životného prostredia, ale predovšetkým pôsobil, hlavne od r. 2001, ako vedúci vedecký pracovník v pozíciách zodpovedného riešiteľa významných geologických úloh. Z vedeckého a metodického hľadiska sú z množstva projektov prelomové Geochemické atlasy Slovenska, ktoré doposiaľ predstavujú v rámci Európy unikáty a najmä vstupné informácie o abiotickej zložke životného prostredia pre ďalšie významné aplikácie. Ďalším je „Zhodnotenie potenciálneho vplyvu geochemického prostredia na zdravotný stav obyvateľstva oblasti SGR". Tu sa prejavila túžba doc. Rapanta pokračovať vo vede novou cestou, smerom ku medicínskej geochémii. Spojiť zložky životného prostredia so zdravotným stavom obyvateľstva je náročná úloha, vyžadujúca organizovanú tímovú prácu a citlivú interpretáciu. Myšlienka sa uchytila a rozvíja sa doposiaľ. Je spojená s mnohými ďalšími projektmi z domácich aj európskych zdrojov financovania. V súčasnosti ide o projekty „Vplyv geologického prostredia na zdravotný stav obyvateľstva Slovenskej republiky – GEOHEALTH" a „Eliminácia negatívneho vplyvu geologickej zložky životného prostredia na zdravotný stav obyvateľstva okresu Krupina".

Doc. Rapant viedol aj zahraničné projekty, z ktorých podľa jeho slov je najobľúbenejším „Geologická mapa SZ časti Chentejského ajmaku". Riešil ho počas svojho expertízneho pôsobenia v Mongolsku v rokoch 1986 – 1990. Zúčastnil sa aj na riešení ďalších geochemicky zameraných projektov, ako napr. „Mapovanie kritických záťaží/prekročení" (nórsko-slovenský projekt), „IGCP 454 – Medical Geology" a „Geochemický atlas Európy".

Možno teda zhrnúť, že vedecká púť doc. Rapanta sa odvíjala od hydrogeochémie postupne cez geochemickú prospekciu, geologické mapovanie, environmentálno-geochemické mapovanie až po medicínsku geochémiu.

Nečudo, že takýto širokospektrálny vedecký vývoj priniesol aj svoje ovocie odbornej spoločnosti v podobe množstva publikácií v domácich a zahraničných odborných časopisoch. Dlho nám nechcel prezradiť, kde berie inšpirácie, ale nakoniec sme sa to dozvedeli. Tým miestom je útulná chata v krásnom prírodnom prostredí Uhlísk. Tu vznikali myšlienky pre viacero

najvýznamnejších príspevkov, ako Application of a groundwater contamination index in Finland and Slovakia, Environmental--geochemical mapping program in the Slovak Republic, An Environmental Risk Assessment Map of the Slovak Republic: Application of data from Geochemical Atlases, Application of a risk assessment method on European wide geochemical baseline data, Environmentálne a zdravotné indikátory Slovenskej republiky.

Doc. Rapant má veľkú zásluhu na reprezentácii slovenskej geológie na mnohých zahraničných fórach, napr. v MoĽR, ZSSR, Fínsku, Nemecku, Rakúsku, Nórsku, Dánsku, Maďarsku, Izraeli, Holandsku, Poľsku, Švajčiarsku, Taliansku, Slovinsku, Chorvátsku, Brazílii, Anglicku, Škótsku, USA, Belgicku, Portugalsku, Francúzsku.

Jubilant sa zaslúžil o popularizáciu geovedných disciplín v tlačových médiách a viackrát aj v televízii a rozhlase, napr. sovietska televízia, mongolská televízia, TA3, RTVS, Markíza a TV JOJ.

Za svoju dlhoročnú odbornú a manažérsku činnosť bol doc. Rapant mnohokrát ocenený, spomeňme napr. Čestné uznanie a zanesenie mena do knihy cti Medzinárodnej geologickej expedície v Mongolsku, Cenu ministra životného prostredia kolektívu autorov Geochemických atlasov SR, Medailu za rozvoj geológie a ústavu pri príležitosti 60. výročia založenia Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra, Cenu ministra životného prostredia Slovenskej geologickej rade, Pamätnú medailu za prínos pre rozvoj ústavu pri príležitosti 70. výročia založenia Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra a Cenu ministra ŽP za dlhoročný prínos v starostlivosti o životné prostredie.

Milý Stano, k okrúhlemu jubileu Ti srdečne blahoželáme vo svojom mene a v mene geologickej pospolitosti, v ktorej už niekoľko desaťročí úspešne pôsobíš. Do ďalších rokov prajeme Tebe, jej i celej Tvojej rodine, ktorá Ti je dôležitou oporou, pevné zdravie, ďalšie vedecké a pedagogické úspechy, ale aj to, aby Ti zostal i naďalej životný optimizmus, o ktorý si sa vždy vedel podeliť so svojimi priateľmi a spolupracovníkmi. Veríme, že to bude zároveň na prospech rozvoja hydrogeochémie, geochémie a geológie na Slovensku.

D. Bodiš a *K. Vrana*

Za RNDr. Editou Brestenskou

*18. 11. 1920 – †2. 5. 2014

The remembrance of RNDr. Edita Brestenská

Narodila sa 18. novembra 1920 vo Vrábľoch. Stredoškolské štúdium absolvovala v Banskej Bystrici a vysokoškolské štúdiá na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave. V roku 1952 bola promovaná za doktorku prírodných vied.

V Geologickom ústave Dionýza Štúra pracovala od roku 1948 do 1984. Od začiatku bola poverená výskumom neogénu Západných Karpát ako potenciálneho prostredia pre uhoľné ložiská. Hlavnú pozornosť venovala riešeniu stratigrafie a stavby neogénnych oblastí, najmä východnej časti Podunajskej nížiny, jej severným výbežkom a niektorým vnútorným kotlinám.

Pri zostavovaní generálnych máp ČSSR 1 : 200 000 bola spoluredaktorkou neogénu na liste Nitra a podieľala sa na zostavovaní geologických máp neogénu na listoch Bratislava, Nové Zámky a Žilina, bola aj redaktorkou štvorlistu Vráble a Levice (mapy 1 : 25 000), pričom sa podieľala na riešení mikrobiostratigrafických problémov na viacerých listoch východnej časti Podunajskej a Východoslovenskej nížiny, Viedenskej panvy a jej čelnej predhlbne. V rámci zostavovania geologických máp riešila stratigrafiu uhľonosných oblastí pri okrajoch juhozápadnej časti pohoria Tribeča (Beladice – Jelenec, Horné Štitáre, Podhorany) a okolia Pukanca, kde bola aj spoluautorkou výpočtu zásob kategórie C2.

RNDr. Edita Brestenská bola priekopníčkou v štúdiu mikrofauny oligocénu a neogénu na základe foraminifer a ostrakódov. Vďaka spojeniu terénneho a laboratórneho výskumu mala veľké zásluhy na stanovení stratigrafie neogénu u nás, ako aj na súčasnom ponímaní chronostratigrafických jednotiek paratetýdnej oblasti. Výsledky jej biostratigrafických výskumov v mnohých ohľadoch presahujú regionálny rámec, o čom najlepšie svedčí skutočnosť, že sa podieľala na monografickom spracovaní šesťzväzkového diela o neostratotypoch neogénu centrálnej paratetýdy (Chronostratigraphie und Neostratotypen etc.).

O jej vysokej odbornosti svedčí aj aktívna účasť na medzinárodných korelačných programoch v rámci medzinárodných tímov (Poľsko, Rumunsko, Maďarsko, Juhoslávia, Rakúsko), na riešení niektorých špecifických chronostratigrafických problémov, ako napr. porovnávacie štúdie mikrofauny oligocénu a neogénu Slovenska a Maďarska a stanovenie hranice oligocén/miocén podľa ostrakódov z profilov v Taliansku.

Okrem výskumnej činnosti redigovala RNDr. Edita Brestenská ústavné časopisy – ako technická alebo vedecká redaktorka, bola aj členkou redakčnej rady časopisov vydávaných Štátnym geologickým ústavom Dionýza Štúra. Bola členkou rôznych komisií, vedeckej rady ústavu a vedúcou paleontologického oddelenia. Za svoju prácu bola v roku 1960 vyznamenaná ako „Najlepší pracovník geologickej služby“ a v roku 1968 štátnym vyznamenaním „Rad červenej hviezdy“. Pri príležitosti 60. a 70. výročia založenia ŠGÚDŠ obdržala „Medailu za rozvoj geológie a ústavu“. Za celoživotné dielo a prínos do poznania geológie Slovenska ju SGS v roku 2010 poctila „Slávikovou medailou“. Vtedy sa poďakovala slovami „Celý život som robila to, čo ma bavilo, a za to dávam Všemohúcemu vďaku“. Odišla za Ním v tichosti 2. mája 2014 po krátkej chorobe.

Nech jej je slovenská zem ľahká!

A. Zlinská

RNDr. Eva Chorvátová

*11. 9. 1959 – †5. 5. 2014

The remembrance of RNDr. Eva Chorvátová

Dňa 5. mája 2014 sme stratili skromnú a nenápadnú osobnosť, ktorá sa významnou mierou zaslúžila o prezentáciu slovenskej geovedy na svetovej úrovni. Odišla vedúca redaktorka časopisu Geologica Carpathica, ktorá sa počas 22 rokov svojej práce zaslúžila o zaradenie periodika do Current Contents a o postupné zvyšovanie jeho impaktu. Zahraniční prispievatelia ju označovali ako „Lady Carpathica".

Eva Chorvátová, jedna z dvoch dcér staviteľa jadrovej elektrárne Jaslovské Bohunice a prvého riaditeľa výstavby jadrovej elektrárne Mochovce Ing. Emila Chorváta zo Zamaroviec pri Trenčíne, sa narodila 11. 9. 1959 v Ivančiciach pri Brne. Detstvo strávila v Trnave, kde získala základné a stredoškolské vzdelanie. Aj keď ju napriek úspešnému zloženiu prijímacích pohovorov v roku 1978 neprijali na Farmaceutickú fakultu UK, svojej cesty sa nevzdala. Zamestnala sa ako mikrobiologická laborantka Krajskej hygienickej stanice v Bratislave a v roku 1979 nastúpila na Katedru botaniky, geobotaniky a pedológie na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave. Pod vedením doc. J. Bernáta vyštudovala pôdnu mikrobiológiu (melaníny pôdnych mikromycét) a po zložení skúšok z kandidátskeho minima sa stala odbornou asistentkou.

V roku 1992 (po zrušení katedry) nastúpila do redakcie geologického zborníka Geologica Carpathica do Geologického ústavu SAV. Využila svoje znalosti z anglického jazyka a napriek odlišnostiam odboru sa jej rýchlo podarilo doplniť si odborné vzdelanie, tvorivo nadviazať na dobré skúsenosti svojich predchodcov a v roku 1994 sa stala vedúcou redakcie. Jej húževnatá, systematická a dôsledná práca na zlepšovaní úrovne príspevkov (osvojila si zásady geovednej odbornej terminológie, vedeckého štýlu a formálnej úpravy rukopisov), grafickej úpravy časopisu, ale aj kvality tlače, periodicity a distribúcie časopisu sa odzrkadlila na postupnej premene periodika z odborného zborníka na špičkový medzinárodný časopis: v roku 1995 bol začlenený do Current Contents a v roku 1996 mu prvý raz bol vypočítaný impaktový faktor. Udržať sa medzi svetovými impaktovanými vedeckými periodikami nie je jednoduché, najmä ak sa potrebné skúsenosti získavajú „za pochodu". Časopis sa postupne prebojoval až na 82. miesto medzi geovednými publikáciami sveta sledovanými centrom SCI vo Filadelfii. Eva neľutovala žiadnu námahu, stala sa komunikátorom medzi odborníkmi nielen slovenskej, českej a poľskej geovednej komunity, ale aj mediátorkou publikácií v rámci KBGA a publikácií z celej alpsko-karpatskej horskej sústavy, balkaníd, tauríd, až po iranidy a pohoria himalájskej sústavy. Neúnavne pracovala až do marca 2014. Podľa vyjadrení desiatok autorov z krajín medzi Čínou, Iránom, Tureckom, Bulharskom, Španielskom a Amerikou bola „jednou z tých, ktorých zásluhy pre vedu nikdy neumierajú".

RNDr. Eva Chorvátová zomrela po krátkej chorobe 5. mája 2014 v Trnave. Jej pamiatkou zostáva podoba najvýznamnejšieho slovenského geologického časopisu Geologica Carpathica.

J. Michalík a Z. Németh

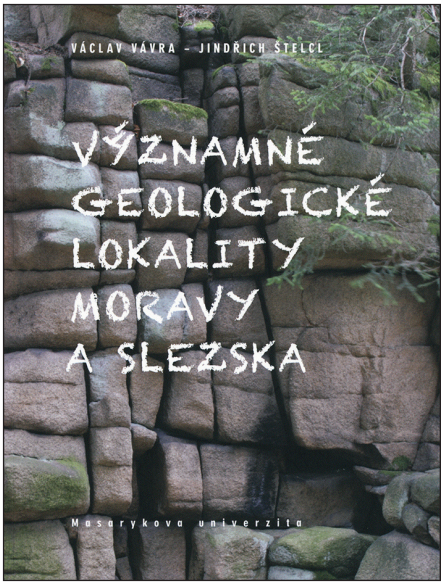
V. VÁVRA a J. ŠTELCL: **Významné geologické lokality Moravy a Slezska. Brno: Masarykova universita 2014. 286 s.**

Review of publication written by V. Vávra and J. Štelcl: Significant geological localities in Moravia and Silesia. Brno: Masarykova universita 2014. 286 p.

Geologicko-náučná a popularizačná publikácia, odborne popisujúca 71 geologicky zaujímavých lokalít z východnej časti Českého masívu, je vynikajúco graficky spracovaným plnofarebným dielom, vytlačeným na kriedovom papieri (hmotnosť publikácie v mäkkej väzbe je 635 g). Popri informáciách odborného charakteru si publikácia získa čitateľa aj vynikajúcou fotodokumentáciou – 341 kvalitných farebných fotografií ponúka komplexný pohľad na popisované lokality, detaily petrografických typov hornín a tiež mikrofotografie. Veľmi užitočná je krátka anglická anotácia v úvode každej lokality, vyjadrujúca podstatu geologického fenoménu, pre ktorý je návšteva danej lokality odporúčaná.

Popisované lokality sú rozdelené do piatich kapitol podľa veku ich dominujúcich litológií: proterozoikum, staršie paleozoikum, mladšie paleozoikum, mezozoikum a kenozoikum. Ľahkej orientácii čitateľa v publikácii v rámci týchto kapitol (útvarov) pomáha aj grafické odlíšenie, ktoré je dobre viditeľné aj z bočnej strany neotvorenej publikácie. V prípade viacvariantnosti interpretácie geologickej stavby niektorej lokality autori prezentujú odbornou verejnosťou najčastejšie akceptovaný názor. Autori v úvode publikácie zdôrazňujú, že pri výbere geologicky zaujímavých lokalít z východnej časti Českého masívu zohľadňovali aj kritérium ich bezproblémovej prístupnosti aj pre neodbornú verejnosť. V prípade lokalít – kameňolomov, tieto sú už neaktívne.

Text publikácie obohacuje 70 menších detailných mapiek s grafickým vyznačením pozície konkrétnej lokality voči blízkemu topograficky výraznému objektu (napr. blízkej obci, významnej kóte, a pod.). Uvedené sú tiež GPS súradnice každej lokality a tiež jej pozícia na konkrétnej mape Klubu českých turistov (KČT; uvádzaný je názov mapy, jej číslo a sektor v rámci konkrétnej mapy). Pre čitateľa znalého geografických pomerov Moravy a Sliezska je uvedený spôsob lokalizácie konkrétnych lokalít pravdepodobne postačujúci. Pre čitateľa (napr.



zo Slovenska), ktorému miestopis prezentovaného regiónu Moravy a Sliezska nie je dostatočne známy, nastáva s výberom vhodnej trasy (napr. na celodennú exkurziu) problém. Spravidla potom nezostáva iná možnosť, len si pomocou uvedených koordinát vyniesť jednotlivé popisované lokality napr. do Google Earth či vhodného digitálneho geologického mapového podkladu a takto získať predstavu o priestorovom rozmiestnení prezentovaných lokalít. V rámci publikácie by bolo vhodné aj zaradenie súbornej celostranovej mapy Moravy a Sliezska s vyznačením všetkých 71 lokalít, v lepšom prípade aj s okontúrovaním základných geologických jednotiek v danom regióne, a tiež povrchového vystupovania proterozoika, spodného a vrchného paleozoika, mezozoika a kenozoika, podľa ktorých sú jednotlivé lokality zaradené v publikácii. Absenciu takejto mapy v aktuálnom prvom vydaní publikácie je možné preklenúť nasmerovaním čitateľa napr. na webovú stránku vydavateľstva, prípadne autorov, kde by požadovaná súborná mapa bola dostupná.

V úvodnej kapitole **Geologická minulosť Českej republiky** autor zrozumiteľnou formou oboznamuje čitateľa s princípmi kolízie kontinentov, ktorej dôsledkom bolo sformovanie Českého masívu a tiež následná sedimentácia v permskom a hlavne v kriedovom období. Stručne je charakterizovaných šesť základných autonómnych jednotiek regionálnej geologickej stavby – moldanubická, sasko-durýnska, tepelsko-barrandienska, západosudetská a moravsko-sliezska oblasť. Podkapitola Geologická stavba Moravy a Sliezska charakterizuje v danom regióne sa vyskytujúce jednotky brunovistulikum, moravosilezikum, moldanubikum, bohemikum, lugikum, ofiolity dunajsko-oderského pásma, sekvencie vrchného paleozoika a pokryvné útvary. Záver tejto podkapitoly uvádza geologické a platňovo-tektonické príčiny mezozoicko-terciérnej sedimentácie v priľahlej časti Západných Karpát, vrátane zonality jej primárneho sedimentačného prostredia a následných presunov príkrovov Vonkajších Západných Karpát cez východný okraj Českého masívu.

Stručná charakteristika každého popisovaného obdobia sa nachádza v úvode každej z nasledujúcich kapitol. Jednoduchý popis globálnych a platňovo-tektonických súvislostí evolúcie daného obdobia, vrátane vývoja flóry a fauny, je zrozumiteľný aj pre neodbornú verejnosť. Pozitívom tiež je, že v závere popisu každej lokality sa nachádza zoznam použitej a odporúčanej literatúry, poskytujúci záujemcom možnosť oboznámiť sa s danými lokalitami a prezentovanom problematikou ešte podrobnejšie.

Proterozoikum – kapitola v úvode podáva všeobecnú charakteristiku obdobia od postupného chladnutia zemského povrchu po kadomskú orogenézu (2 500 – 545 mil. rokov). Proterozoické horniny sa na území Moravy a Sliezska vyskytujú pozdĺž toku rieky Dyje, v okolí Brna, Žďárskych vrchov a v oblasti Hrubého Jeseníka. Publikácia prezentuje 10 lokalít výskytu proterozoických hornín, pričom na zistenie ich pozície je možné použiť zmienené GPS koordináty, resp. turistické mapy KČT (v dalšom texte používame originálne české názvy konkrétnych máp KČT a ich poradové číslo):

Střední Podyjí (82): moldanubikum – Krhovice (krhovické kryštalinikum v príkrovovej pozícii).
Podyjí – Vranovská přehrada (81): brunovistulikum – Mašovice (granitoidy dyjsko-ivančického plutónu); moravikum – Vranov nad Dyjí (bítešské ortoruly).
Okolí Brna – Svratecko (85): moravikum – Borač (metamorfity svrateckej klenby moravika), moldanubikum – Nedvědice (ruly a mramory svrateckého kryštalinika).
Žďárské vrchy (48): moldanubikum – Studnice – Pasecká skála a Křižánky – Devět skal (ruly svrateckého kryštalinika).
Hrubý Jeseník (55): silezikum – Kouty nad Desnou – Zámčisko (bázická žilná hornina prerážajúca desenské ruly), Branná – Vozka a Ramzová – Obří skály (staurolitové svory kepernického príkrovu).

Staršie paleozoikum – reorganizácia kontinentov v staršom paleozoiku (545 – 354 mil. rokov) a ich presun z južnej pologule na sever spôsobili ich vzájomnú kolíziu počas variskej orogenézy. Publikácia venuje priestor nemetamorfovaným spodnopaleozoickým sedimentom barrandienu. Zo spodnopaleozoických sekvencií v ostatnej časti územia dominujú predovšetkým devónske metamorfity.

Telčsko (98): moldanubikum – Jemnice (amfibolity a mramory moldanubika penetrované žilou lamprofýru).
Třebíčsko (80): moldanubikum – Rouchovany – Nové Dvory (serpentinizované peridotity a eklogity; gföhlská jednotka), Pokojovice (korundový pegmatit).
Okolie Brna – Ivančicko (83): moldanubikum (gföhlská jednotka) – Mohelno, Březník – Lamberk (granulity a ultrabázické horniny).
Okolie Brna – Svratecko: moravikum – Štepánovice (baritová žila v devónskych horninách svrateckej klenby moravika), Lelekovice – Babí lom (devónske bazálne klastiká).
Okolie Brna – Moravský kras (86): moravsko-sliezske paleozoikum – Rudice – Kolíbky, Sloup – Sloupské údolí (vápence, kras).
Velkomeziříčsko (84): moldanubikum – Věžná (serpentinity pretínané žilou pegmatitu), Rožná (lítny pegmatit).
Žďárské vrchy (48): moldanubikum – svratecké kryštalinikum – Štarkov (metagranity).
Hrubý Jeseník: silezikum – Zlaté Hory – Táborské skály, Zlatý Chum u Jeseníku, Nová Ves u Rýmařova (ložiská Au a polymetalických rúd), Sobotín – Granátovka (kryštály granátu vo svoroch), Vernířovice – Zadní Hutisko (ultrabáziká v prostredí amfibolitov).
Králický Sněžník (53): silezikum – Velké Vrbno – lom Konstantin (grafitové ložisko), lugikum – Chrastice (serpentinity), Hynčice pod Sušinou (Sb rudy), Bludov (erlány).
Zábrežsko (52): moravsko-sliezske paleozoikum – Lipinka – Bradlo (devónske kvarcity).
Nízky Jeseník (56): silezikum – Rešov – Rešovské vodopády (porfyroidy, Fe rudy).

Mladšie paleozoikum – kolízia Gondwany a Laurusie v závere variskej orogenézy, konsolidácia megakontinentu Pangea. V kapitole o mladšom paleozoiku (354 – 250 mil. r.) je charakterizovaných 17 lokalít:
Střední Podyjí (82): moldanubikum, moravsko-sliezske paleozoikum – Miroslav (zlepence).
Okolie Brna – Moravský kras (86): moravsko-sliezske paleozoikum – Ruprechtov – Rakovecké údolie (zlepence).
Okolie Brna – Ivančicko (83): moravsko-sliezska oblasť, boskovická brázda – Oslavany (permské a uhľonosné karbónske sedimenty), Budkovice (zlepence).
Jihlavsko (79): moldanubikum, moldanubický plutón; Rohozná – Čertův hrádek (granit).
Telčsko (98): moldanubikum, moldanubický plutón – Řásná – Míchova skála (granit), Kosov (syenity prenikané pegmatitovými žilami).
Třebíčsko (80): moldanubikum, třebíčský plutón – Pocoucov (durbachity).
Jihlavsko (79): moldanubikum, jihlavský masív – Kosov (syenity prenikané pegmatitovými žilami).
Rychlebské hory a Lázně Jeseník (54): moravsko-sliezska oblasť, žulovský plutón – Tomikovice – Kaní hora, Velká Kraš – Smolný vrch, Žulová – Boží hora (granity v kontakte s mramormi), Žulová – Korálové jámy (granity, granodiority, tonality a pegmatity), Vápenná – Vycpálkův lom (kryštály granátov v mramoroch).
Velkomeziříčsko (84): moldanubikum, třebíčský plutón – Lavičky u Velkého Meziříčí (granit s nodulami turmalínu), borský granulitový masív – Bolní Bory (minerály pegmatitových žíl).
Mezozoikum. V mezozoiku (250 – 65 mil. r.) dochádza k rozpadu Gondwany, na konci kriedy je možné rozlíšiť jednotlivé kontinenty v podobe, ako ich poznáme v súčasnosti. Horstvo vzniknuté variskou orogenézou je postupne znižované denudáciou a stáva sa zdrojovou oblasťou klastogénneho materiálu pre oceán Tethys, nachádzajúceho sa na J a JV od Českého masívu. Zaplavenie Českého masívu morom v kriede zanechalo plošne rozsiahle vrstvy sedimentov. Jurské a kriedové sedimenty nachádzame aj na východnom okraji Čiech, kde sedimentácia súvisela s vývojom karpatskej sústavy. V terciéri boli sedimentárne sekvencie Vonkajších Západných Karpát (VZK) presunuté na staršie horninové súbory Českého masívu.
Okolí Brna (85): moravsko-sliezska oblasť, pokryvné útvary: Brno – Stránská skála (jurské vápence, archeologické nálezisko).
Okolí Brna – Moravský kras (86): moravsko-sliezska oblasť, pokryvné útvary: Rudice – Seč (spodnokriedové piesky a íly).
Okolí Brna – Svratecko (85): Obora – Malý Chlum (vrchnokriedové morské sedimenty).
Moravskoslezské Beskydy (96): Štramberk (jurské vápence, fosílie), Ostravice, Pustevny – lom Kněhyně, Kojetín – Straník (flyš a těšinity sliezskej jednotky VZK).
Ostravsko (61 – 62): Baška (těšinity sliezskej jednotky VZK).
Kenozoikum (terciér a kvartér; 65 mil. r. – recent). Na rozhraní mezozoika a terciéru bola zaznamenaná globálna udalosť – dopad kozmického telesa kilometrových rozmerov – alebo extrémne intenzívna vulkanická činnosť (irídiová anomália v horninách, zmeny v organickom svete). V súvislosti s alpínskou tektogenézou došlo na území Moravy a Sliezska k aktivovaniu viacerých zlomových štruktúr, vystupujúca magma vytvorila České stredohorie a Doupovské hory. V neogéne boli cez východný okraj Českého masívu presunuté príkrovy VZK. Charakteristickým klimatickým prvkom kvartéru je striedanie sa glaciálov a interglaciálov.
Javorníky západ (95): Pulčín (pieskovce a zlepence račianskej jednotky VZK).
Slezské Beskydy a Jablunkovsko (97): Hrádek ve Slezsku (istebnianske súvrstvie VZK).
Okolí Brna – Moravský kras (86): Ježkovice – Černov (paleogénne lateritické zvetrávanie).
Ostravsko (61 – 62): Kobeřice (evaporitové ložisko stredného bádenu).
Slovácko – Bílé Karpaty (92): Komňa – Bučník (andezity prerážajúce sedimenty magurského príkrovu).
Slovácko, Chřiby a jižní Haná (89 – 90): Osvětimany – Medlovický lom (porcelanity v račianskom príkrove VZK).
Nízký Jeseník (56): Stará Libavá – Červená hora, Razová (produkty vulkanizmu).
Bruntálsko, Krnovsko a Osoblažsko (58): Uhlířský vrch u Bruntálu, Mezina u Bruntálu – Venušina sopka (kvartérny vulkanizmus).
Pavlovské vrchy a Dolní Podyjí (88): Břeclav – Pohansko, Dolní Věstonice (neogénne a kvartérne sedimenty, archeologické lokality).
Hostýnský vrch (94): Tučín (kvartérne travertíny).

Vďaka množstvu užitočných geologických informácií, zrozumiteľnému spôsobu podania týchto informácií a atraktívnemu vizuálnemu prevedeniu si táto publikácia zaslúži miesto v knižnici každého profesionálneho geológa z Čiech a Slovenska. Publikácia je vynikajúcim materiálom na výučbu a exkurzie v rámci výchovno-vzdelávacieho procesu na všetkých typoch škôl geovedného zamerania a je vhodnou inšpiráciou pre poznávacie turistické akcie laickej verejnosti. Mnohé lokality zobrazujúce geologické fenomény Vonkajších Západných Karpát robia publikáciu atraktívnou aj pre odbornú a neodbornú verejnosť zo Slovenska.

Z. Németh

R. MUSIL: **Morava v době ledové. Brno: Masarykova universita 2014. 228 s.**

Review of publication written by R. Musil: Moravia during the Ice Age. Brno: Masarykova universita 2014. 228 p.

Začiatkom júna tohto roku bola na pôde Ústavu geologických vied Prírodovedeckej fakulty Masarykovej univerzity v Brne predstavená odbornej verejnosti najnovšia monografia významného moravského a medzinárodne uznávaného kvartérneho paleontológa a geológa prof. RNDr. Rudolfa Musila, DrSc., Morava v době ledové.

Táto krásne a názorne ilustrovaná kniha, vydaná nakladateľstvom Masarykovej univerzity, prináša doposiaľ najucelenejšie a najkomplexnejšie vyhodnotenie poznatkov o fyzickom a biotickom prostredí Moravy z hľadiska radu kvartérnych a iných prírodovedných disciplín, no hlavne poznatkov a výsledkov pochádzajúcich z bohatých autorových domácich i zahraničných terénnych výskumov, zaznamenaných vo viac ako troch stovkách vlastných aj v spoluautorstve zostavených odborných publikácií. Okrem toho autor v základných informáciách pri spisovaní monografie využil vlastné znalosti všetkých veľkých zbierok múzeí, univerzít a vedeckých inštitúcií Európy a najdôležitejších európskych lokalít.

Kniha na základe podrobného štúdia bohatých sedimentárnych záznamov fosílnej fauny prevažne vyšších stavovcov (zvlášť veľkých cicavcov) extrahovaných zo sprašových sérií, výplní krasových puklín, z jaskynných a riečnych sedimentov i travertínov predstavuje časopriestorový prierez jej vývoja a zmien ako dôsledku vývoja a zmien celkového prírodného prostredia Moravy počas kvartéru, no najmä počas obdobia posledného glaciálu a jeho prechodu do postglaciálu (holocénu). Je rozdelená do 11 logicky aj tematicky nadväzujúcich kapitol s ideou preniesť čitateľa „od všeobecného ku konkrétnemu".

Spočiatku autor hovorí o geografickom postavení územia Moravy predurčeného na štúdium kvartéru z hľadiska prírodných pomerov a vývoja geografickej krajiny v čase. Následne v základných črtách veľmi názornou edukačnou formou oboznamuje čitateľa s históriou vývoja stratigrafie aj s najnovším stratigrafickým členením kvartéru s poukázaním na klimatickú stratigrafiu; v stručnosti predkladá výpočet konvenčných kvartérnych metód na určovanie veku sedimentu, vrátane širokej škály izotopových metód na určenie absolútneho veku. Podrobne hovorí o metodológii výskumu paleozoologického a paleobotanického materiálu a analyzuje jeho klady a zápory. Zvlášť poukazuje na morfometrické zmeny trupu, končatín a lebiek zvierat, spôsobené fyzickými zmenami paleoprostredia. Pri interpretáciách pritom kladie dôraz na nové ekomorfologické, biogeochemické, genetické a izotopové analýzy.

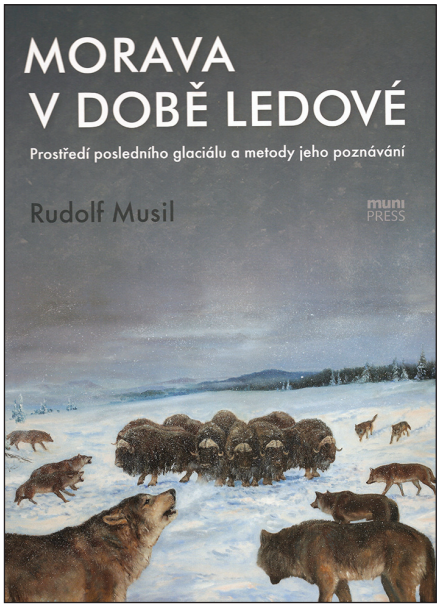
Po všeobecných metodologických statiach autor upriamuje pozornosť na skúmanú oblasť Moravy podrobne. Predkladá výnimočnosť tohto územia ako prirodzeného biokoridoru, ktorý medzi exponovanými horskými provinciami – Českou vysočinou a Západnými Karpatmi – spája prostredníctvom úvalov a brán Stredopoľskú nížinu s Podunajskou nížinou. Táto výnimočnosť sa odzrkadľuje tiež v prítomnosti dobre vyvinutých a zachovaných nositeľov sedimentárnych záznamov paleoprostredí v podobe mohutných sprašových pokryvov s fosílnymi pedokomplexmi, v podobe

akumulačných fluviálnych terás, viacgeneračných proluviálnych náplavových vejárov a veľkého množstva jaskynných sedimentov 2 väčších a niekoľko menších krasových oblastí. Vďaka tomu je územie známe bohatými nálezmi fosílnej fauny, flóry, neandertálcov a výskytom veľkého množstva paleolitických lokalít.

Významné sú state, v ktorých autor analyzuje prírodné prostredie a priebeh verifikovaných klimatických zmien posledného glaciálu na Morave a s tým súvisiacich zmien v rastlinných a živočíšnych spoločenstvách. Vychádza z analýzy fyzických (abiotických) faktorov, akými sú hlavne už spomínaná klíma a jej teplotné a vlhkostné zmeny, ďalej reliéf krajiny, hydrodynamika a laterálne zmeny riečnej siete, bilancie dynamiky eróznych a akumulačných procesov, genézy a distribúcie jednotlivých genetických typov kvartérnych uložení. Následne na analýzu fyzického prostredia nadväzuje analýza biotického prostredia, t. j. rastlinných spoločenstiev a od nich závislých spoločenstiev živočíchov. S uvedenými zmenami úzko súvisí migrácia, či už sezónna alebo vyvolaná väčšími a dlhodobejšími klimatickými zmenami. Tejto problematike sa autor venuje podrobnejšie s poukázaním na množstvo vlastných výsledkov výskumu a z toho vyplývajúcich záverov.

Pre výnimočnosť stavu uchovania fosílnych záznamov v jaskynných sedimentoch sa autor zvlášť starostlivo venuje krasovým oblastiam Moravy.

Nosnou a zároveň aj najrozsiahlejšou kapitolou knihy sú poznatky o pleistocénnej faune



s podrobným opisom druhov a ich vývoja v tomto období s dôrazom na koniec posledného glaciálu približne pred 11 000 rokmi, keď sa postupne, ale výrazne mení celý ekosystém na súčasný. V tomto prípade autor ešte výraznejšie rozširuje objekt výskumu o paleolitické lokality prevažne gravettiénu, ale tiež o mladšie – neolitické, z ktorých paralelne študuje fosílne záznamy ulovenej zveri, ako aj záznamy jej postupnej domestikácie. Okrem priblíženia poznatkov o celkovom vývoji fauny počas pleistocénu a jeho prechodu do holocénu sú mimoriadne významné poznatky o etapách podstatných zmien fauny, najmä o vymieraní jednotlivých druhov.

V záverečných kapitolách knihy sú stručne opísané najdôležitejšie moravské lokality, výnimočné nálezy fauny a základné znalosti zo študovanej oblasti.

Záverom treba dodať, že publikácia „Morava v době ledové“ nie je len kvalitným vedeckým dielom poznačeným vysokou odbornou erudíciou autora a recenzenta prof. Dr. Klausa Dietra Jägera, ale je niečo viac. Je vyvrcholením celoživotného diela založeného na nebývalo bohatej základni kvartérnych geologických, paleontologických, paleobotanických, geomorfologických, archeologických, antropologických a i. výskumoch. Je pútavou učebnicou a vďaka dôstojnému pokračovateľovi diela Zdeňka Buriana, maliarovi a ilustrátorovi Petrovi Modlitbovi, tiež umeleckým dielom. Kniha je skrátka ukážkou vysokej úrovne Moravskej kvartérnej školy s dlhoročnou a bohatou tradíciou.

J. Maglay

Oznam

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra nezmenil cenu predplatného časopisu *Mineralia Slovaca* na rok 2014 vrátane DPH (10 %).

Ročné predplatné:	pre jednotlivcov	–	**19,44 €**
	pre členov Slovenskej geologickej spoločnosti a členov geologických asociácií	–	**17,24 €**
	pre organizácie v SR	–	**23,84 €**
	pre organizácie v zahraničí	–	**41,84 €**
Cena jedného čísla		–	**4,50 €**

Úhrada je možná prevodným príkazom alebo poštovou poukážkou:
Názov účtu: Štátna pokladnica
BIC/SWIFT: SPSRSBA
Číslo účtu/IBAN: SK37 8180 0000 0070 0039 0960
Variabilný symbol: 2014

Zásielky, predplatné a reklamácie vybavuje Monika Vancáková
tel: 055/62 500 43 fax: 055/62 500 44 e-mail: monika.vancakova@geology.sk
secretary.ke@geology.sk

Inštrukcie autorom

Všeobecné inštrukcie

1. Geovedný časopis Mineralia Slovaca publikuje scientometricky hodnotné pôvodné vedecké články s vysokým citačným potenciálom. V úvode príspevku musí autor jasne deklarovať, čím konkrétnym je jeho príspevok prínosný pre rozvoj geovied. Rešeršné štúdie sa publikujú len ojedinele. Informatívna príloha Geovestník je určená slovenským čitateľom.

2. Rozsah článku je najviac 25 rukopisných strán spracovaných v editore MS Word PC (riadkovanie 1,5), vrátane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. V prípade veľkého odborného prínosu sú v ojedinelých prípadoch povolené aj dlhšie články.

3. Články sú publikované v slovenčine alebo v angličtine. Uprednostňuje sa angličtina. Články napísané v slovenčine musia obsahovať anglický preklad názvu, abstraktu, kľúčových slov, resumé a popisov k obrázkom a tabuľkám.

4. Pri zasielaní poštou sú požadované dva vytlačené exemplára a tiež CD so všetkými súbormi v editovateľnej podobe. Články je možné zaslať aj e-mailom na adresu redakcie, ale popri editovateľných súboroch musí byť manuskript uložený aj v .pdf formáte. Na zasielanie súborov väčších ako 2 MB sa odporúča použitie stránky www.uschovna.cz.

5. Súčasne s článkom treba redakcii poslať autorské vyhlásenie, že nijaká časť rukopisu ešte nebola publikovaná a originálne sú aj obrázky. Kópie obrázkov z iných publikácií musia byť legalizované získaním práva na publikovanie. Vyhlásenie musí obsahovať meno autora (autorov), akademický titul a trvalé bydlisko.

Text

1. Úpravu textu aj zoznamu literatúry treba prispôsobiť súčasnej úprave článkov v časopise.

2. Text sa má písať vo fonte Times New Roman s riadkovaním 1,5, veľkosť písmen 12 bodov.

3. Abstrakt stručne sumarizuje článok. Môže mať najviac 200 slov a nemá obsahovať citácie. Počet kľúčových slov je maximálne 6.

4. Text má mať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, použitú metodiku práce, nové zistenia, na ktorých je postavená interpretácia, diskusiu, záver a zoznam literatúry. Východiskové údaje musia byť zreteľne odlíšené od interpretácií.

5. Údaje z tabuliek a obrázkov sa v texte nemajú opakovať, môžu byť komentované, prípadne sa autor môže odvolať na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.

6. Text treba členiť nadpismi – hlavné písať do stredu a vedľajšie na ľavý okraj strany. Použiť možno najviac tri druhy hierarchických nadpisov a podľa dôležitosti ich vyznačiť ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 – najvyšší, 2 – nižší, 3 – najnižší.

7. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988), pred formou ... podľa Dubčáka (1987). Prvé mená autorov sa ani v jednom prípade neuvádzajú.

8. Pozícia obrázkov a tabuliek v texte sa označí. Nie je vhodné, aby text v editore MS Word obsahoval vložené obrázky, ale náhľadová verzia v .pdf ich má obsahovať.

9. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma). Dôsledne je tiež potrebné odlišovať pomlčku od spojovníka.

10. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré sa majú vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnovkou.

Ilustrácie

1. Ilustrácie musia byť vo vysokej kvalite, majú dokumentovať a vysvetľovať text. **V článku budú publikované na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm).** Tomu treba prispôsobiť ich veľkosť a formu, resp. zoskupenie. Kvalitný obrázok (veľkosť písmen, hrúbka čiar) možno reprodukovať aj v pomere 1 : 1, ale kresby (perovky čiernym tušom) odporúčame urobiť väčšie ako v publikovanej verzii.

Úmerne k predpokladanému zmenšeniu treba zvoliť hrúbku čiar, veľkosť písma, čísiel, hustotu šrafovania a pod.. Obrázky treba popisovať šablónou, nie voľnou rukou. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je pri veľkých písmenách a číslach 2 mm. Ak je článok v slovenčine, popisy v obrázkoch musia byť v slovenčine, ak je v angličtine, aj ilustrácie musia byť v angličtine. Originál (pred zmenšením) môže mať najviac 340 x 210 mm. **Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm.** Skladacie ilustrácie nebudú publikované.

Obrázky vytvorené na počítači musia byť vytlačené laserovou tlačiarňou pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI) a musia byť poslané spolu s textom na CD alebo e-mailom. **Pri počítačovej tvorbe obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw). Čiary tzv. vlasovej hrúbky sa nesmú používať.** Vylučuje sa používanie softvérovej výplne (napr. v Corel Draw). Výplne v obrázkoch sa musia skladať zo samostatne vysádzaných objektov. Vhodné nie sú ani rastrové výplne.

2. Všetky ilustrácie vrátane fotografií musia obsahovať grafickú mierku v centimetrovej či metrovej škále. V prípade, že sa ako mierka použijú iné objekty, v texte vysvetlivky musí byť ich veľkosť uvedená číselným vyjadrením. Pri všetkých ilustráciách sa uvedie poradové číslo a orientácia obrázka. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.

3. Zoskupené obrázky, napr. fotografie a diagramy, musia byť zhotovené ako jeden obrázok a jeho časti je potrebné označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok.

4. Fotografie musia byť vo vysokej kvalite. Je vhodné, aby sa pre tlač zmenšovali najmenej o 50 %. **Pri zasielaní fotografií vo forme počítačových súborov (výlučne vo formáte JPG alebo TIF) sa požaduje vysoké rozlíšenie – minimálne 600 DPI.**

5. Na mapách a profiloch treba voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.

6. Názvy obrázkov s vysvetlivkami treba priložiť k textu na osobitnom liste v slovenčine a v angličtine.

7. Farebné ilustrácie vo vysokej kvalite možno publikovať iba po dohode s vydavateľstvom a ich publikovanie môže byť spoplatnené.

8. Redakcia si vyhradzuje právo vrátiť autorovi grafické prílohy na opravu po jazykovej úprave, resp. požiadať o ich nahradenie za prílohy v požadovanej kvalite.

Tabuľky

1. Tabuľky treba písať na osobitný list. Ich rozsah a vnútornú úpravu limituje maximálna šírka tlačového stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

2. Vertikálne čiary sa v tabuľkách nepoužívajú.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa v abecednom poradí 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. „Osobná informácia“ sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).

2. Spôsob uvádzania literatúry v zozname literatúry

Knižná publikácia

Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. *Alfa, Bratislava, 155 s.*

Časopis

Vrba, P., 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. *Miner. 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 ŠGÚDŠ Spišská Nová Ves, 28 s.*

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 (v knižnej publikácii) cituje názov, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, v texte sa cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J., 1975.

V prípade nejasností si možno vyžiadať podrobnosti e-mailom na adrese mineralia.slovaca@geology.sk, alena.wolfova@geology.sk, **alebo** zoltan.nemeth@geology.sk

OBSAH – CONTENT

PÔVODNÉ ČLÁNKY – ORIGINAL PAPERS

Zlinská, A.
Biostratigrafia paleogénnych usadenín Turčianskej kotliny
Biostratigraphy of the Paleogene sediments of the Turiec Basin (Western Carpathians)

Fordinál, K., Kráľ, J., Harčová, M., Čech, P., Zieliński, G. & Nagy, A.
$^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ vo fosílnych schránkach mäkkýšov z morského, brakického a sladkovodného prostredia terciéru Západných Karpát
$^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ in mollusc fossil shells from marine, brackish and freshwater environments from the Western Carpathians Tertiary sequences

Ulrych, J. & Štěpánková-Svobodová†, J.
Cenozoic alkaline volcanic rocks with carbonatite affinity in the Bohemian Massif: Their sources and magma generation
Kenozoické alkalické vulkanické horniny s karbonatitovou afinitou v Českém masívu: zdroje a vývoj magmatu

Szabó, S., Novotný, L., Bartalský, B. & Jurík, I.
Nové poznatky o geologickej stavbe ložiska Košice I – Kurišková
New knowledge about geology of the Košice I – Kurišková deposit (Slovakia)

Krnáč, J., Andráš, P. & Blišťan, P.
Stanovenie rizika kontaminácie krajiny ťažkými kovmi v oblasti haldových polí Podlipa a Reiner na opustenom Cu-ložisku Ľubietová
Risk estimation of heavy metal contamination in the surrounding of Podlipa and Reiner dump-fields at abandoned Cu-deposit Ľubietová (Slovakia)